This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

Stanford University Libraries
3 6105 001 184 808

The Branner Geological Library

LELAND·STANFORD·JVNIOR·VNIVERSITY

J C Brannen

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

G. TSCHERMAK.

(NEUE FOLGE.)

NEUNTER BAND.

MIT 10 TAFELN, 13 HOLZSCHNITTEN UND 20 ZINKOGRAPHIEN.

STANFORD LIBRARY

WIEN 1888.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

214742

Alle Rechte vorbehalten.

STANFORD LIBRARY

Inhalt.

1. Heft.

Seite

I. Einige Fälle von natürlicher Aetzung an Krystallen von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Magnetit. Von Friedrich Becke. (Mit Tafel I) 1

II. Untersuchungen am Manganit, Polianit und Pyrolusit. Von R. Köchlin. (Mit Tafel II) 22

III. Untersuchungen über den Pseudobrookit. Von Georg Lattermann. (Mit 2 Abbildungen im Texte) 47

IV. Ueber künstlichen Magnesiaglimmer. Von K. v. Chrustschoff . . 55

V. Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits. Von F. Loewinson-Lessing. (Mit Tafel III) 61

VI. Chemische Untersuchung der Säuerlinge von Tatzmannsdorf in Ungarn. Von Prof. E. Ludwig 77

VII. Literatur 87

2. und 3. Heft.

VIII. Die Serpentin- und Amphibol-Gesteine nördlich von Marienbad. Von Horace B. Patton. (Mit 2 Abbildungen im Texte) 89

IX. Contacterscheinungen an schottischen Olivin-Diabasen. Von Ernst Stecher. (Mit Tafel IV) 145

X. Ueber den Habitus des gesteinsbildenden Titanit. Von Alfred Church Lane. (Mit 9 Abbildungen im Texte) 207

XI. Ueber die Krystallform und das optische Verhalten des Fruchtzuckers. Von M. Schuster. (Mit 1 Holzschnitt) 216

XII. Barytocölestin von Werfen in Salzburg. Von Dr. E. Hatle und H. Tauss 227

XIII. Ueber einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. Von Jos. Emanuel Hibsch. (Mit 6 Abbildungen im Texte.) 232

*

4. und 5. Heft.

Seite

Zur Erinnerung an Max Schuster. Gestorben den 14. November 1887 . . I

XIV. Beitrag zur Petrographie der Anden von Peru und Bolivia. Von Fritz Rudolf. (Mit 11 Abbildungen im Texte) 269

XV. Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischen Minas-Geraës und S. Paulo. Von Jordano Machado aus São Paulo in Brasilien. (Mit Tafel V, VI, VII [Karte] und 1 Figur im Texte) 318

XVI. Krystallographische Untersuchung des Epidots aus dem Habach und dem Krimler-Achenthale in den Salzburger Tauern Von Josef Gränzer. (Mit Tafel VIII) 361

XVII. Mineralogisches. Von A. Frenzel 397

XVIII. Nachtrag zu obiger Abhandlung. Von E. A. Wülfing 401

XIX. Einige Minerale von neuen Fundorten in Böhmen. Von Friedrich Katzer in Prag 404

XX. Ein neues Cölestin- und Barytvorkommen in der Nähe von Torda in Siebenbürgen. Von Dr. Anton Koch, Universitätsprofessor in Klausenburg 416

XXI. Notizen. — Literatur 423

6. Heft.

XXII. Die Basaltgesteine des Löbauer Berges. Von Johannes Stock aus Radeberg. (Mit Tafel IX) 429

XXIII. Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands. Von K. v. Chrustschoff. (Mit Tafel X und 1 Abbildung im Texte) 470

XXIV. Zur Bildungsweise und Classification der klastischen Gesteine. Von F. Loewinson-Lessing 528

XXV. Literatur 536

Register 540

I. Einige Fälle von natürlicher Aetzung an Krystallen von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Magnetit.

Von **Friedrich Becke.**

(Mit Tafel I.)

Bei unseren künstlichen Aetzversuchen kommen wir wohl selten in die Lage, jene langsam wirkenden Lösungsmittel in Anwendung zu bringen, welche bei der natürlichen Veränderung und Auflösung der Krystalle wirksam sind. Umso interessanter erscheint es, zu vergleichen, welcher Unterschied zwischen künstlich geätzten Krystallen und von der Natur geätzten besteht, und welche übereinstimmenden Züge vorhanden sind.

Solche Vergleiche sind besonders dann von Werth, wenn man darauf ausgeht, aus den Aetzerscheinungen irgend welche Schlüsse auf die Molecularstructur der Krystalle zu ziehen. Denn das Ergebnis jeder einzelnen Aetzung hängt von zwei Factoren ab: von dem Molecularbau der betreffenden Krystallgattung und von der Art des Lösungsmittels. Für das Studium des Zusammenhanges zwischen den Aetzflächen und dem Krystallbau ist es nun von grösster Wichtigkeit, den Einfluss des letzteren Factors zu eliminiren, was eben nur dadurch möglich ist, dass man das Resultat der Aetzung mit möglichst vielen und verschiedenen Aetzmitteln vergleicht und das allen gemeinschaftliche heraushebt. Gerade deshalb, weil die Möglichkeit vorhanden ist, dass in der Natur Lösungsmittel auf den Krystall

einwirken, welche sehr verschieden sind von unseren künstlichen Lösungsmitteln, erscheint die genauere Untersuchung derartiger Fälle gerechtfertigt.

Andererseits ergibt sich, dass manche der in der Natur beobachteten Aetzerscheinungen eine so weitgehende Aehnlichkeit mit künstlich hervorgerufenen verrathen, dass sogar ein Schluss auf die Art des Aetzmittels gestattet sein dürfte.

Obgleich Auflösungsprocesse in der Natur sicher ungemein häufig vorkommen, findet man dennoch verhältnismässig selten Krystalle, welche so regelmässig angegriffen sind, dass deutliche Erscheinungen beobachtet werden. Wer sich jemals mit der Aetzung von Krystallen beschäftigt hat, weiss, wie langwierig und schwer es oft ist, die richtige Concentration und Temperatur des Aetzmittels und die günstigste Aetzdauer ausfindig zu machen. Dass in dieser Beziehung die Natur hinter dem Kunstproduct häufig zurücksteht, darf daher nicht Wunder nehmen. Dennoch findet man bisweilen Aetzfiguren von einer Grösse und Schönheit, wie sie durch künstliche Aetzung kaum hervorgebracht werden können.

Einige Fälle von natürlicher Aetzung, die mir in den letzten Jahren aufgestossen sind, sollen im Folgenden geschildert werden. Ich beschränke mich dabei auf solche Minerale, deren Verhalten bei künstlicher Aetzung in früheren Arbeiten studirt wurde. Freunden und Gönnern, die mich auf manche derartige Fälle aufmerksam machten und durch Ueberlassung des Materiales unterstützten, sei gleich hier verbindlichst gedankt.

Pyrit.

Am Pyrit finden sich öfter ziemlich deutliche Erscheinungen an jenen Krystallen, welche zum Theil die bekannte Umwandlung in dichtes Brauneisenerz (Goethit) erfahren haben. Entfernt man die Goethithaut mit warmer verdünnter Salzsäure, so kommt die natürlich geätzte Pyritoberfläche zum Vorschein.

Ich konnte einige derartige Vorkommen untersuchen. Die schönsten Aetzfiguren zeigten Pyritoëder aus der Sammlung des hiesigen mineralogischen Institutes mit der etwas unbestimmten Fundortsbezeichnung „Türkei“. Die rundum ausgebildeten Krystalle sind erbsengross, zeigen die Combination des gewöhnlichen Pyritoëders mit sehr kleinen Oktaëderflächen. Leider sind die Pyritoëderflächen

sehr stark gekrümmt, so dass Messungen schwierig durchführbar waren. Durchwegs sind es Zwillinge nach dem Zwillingsgesetz des „eisernen Kreuzes".

Gelatineabgüsse lassen erkennen, dass verschiedenartige Aetzfiguren auftreten. In grösster Menge findet man stark vertiefte Grübchen, welche beiläufig dem centralen Theil der Salpeter-Salzsäurefiguren entsprechen. (Vergl. Aetzversuche am Pyrit, diese Mitth. VIII. Bd., Taf. II, Fig. 8 u. 9.) Von den fünf Seitenflächen erscheint aber nur immer die unpaare deutlich und eben entwickelt, die anderen aber rauh und gekrümmt. Diese Aetzgrübchen liegen auf dem grössten Theil der Fläche dicht gedrängt. An einigen Stellen, die sich dem Auge durch stärkeren Glanz verrathen, sind die Aetzgrübchen mehr isolirt, und hier schliesst sich an den stark vertieften Centraltheil ein flacherer Randtheil an. Diese Figuren haben oft bemerkenswerthe Schärfe. Fig. 1, Taf. I, zeigt die häufigsten Formen. Man erkennt eine Fläche der Aetzzone (*p*), einem flachen Pentagon-Dodekaëder entsprechend, zwei Flächen (*i*), welche der Zone [102 . 010] angehören, und zwei kleine Flächen (*o*) an der Spitze, welche anscheinend in der Zone [102 . 111] liegen. Die Mitte der Figur zeigt steilere Flächen, deren Lage nicht ermittelt werden konnte. Auf den gekrümmten Theilen der Fläche erleiden die Aetzfiguren auffallende Verzerrungen; namentlich der untere Rand der Fläche *p* ist dann oft schräg abgeschnitten, die Spitze einseitig verlängert.

Leider ist die Zahl dieser regelmässigen Aetzfiguren zu klein, als dass sie ein deutliches Lichtbild geben würden. Der andere, unregelmässiger geätzte Theil der Fläche gibt ein höchst unbestimmtes verwaschenes Lichtbild, in welchem nur die Aetzzone durch einen schmalen Reflexstreifen, die Würfelfläche durch einen ziemlich kräftigen Reflex ausgezeichnet ist. Dieser Reflexstreifen hat in der Entfernung von circa 14° vom Würfelreflex eine lichtstarke, aber verschwommene Culmination, welche von den flachgeneigten unpaaren Flächen *p* der Aetzfiguren gebildet wird; von diesem Punkte an löst sich der bis dahin ziemlich scharfe Reflexstreifen in 2 Lichtwolken auf, welche in der Richtung gegen die Position von 111 hinziehen. Da, wie erwähnt, die Krystalle durchwegs Zwillinge symmetrisch nach (110) sind, so sieht man immer 2 solche Lichtfiguren, die sich rechtwinklig durchkreuzen. Zu genaueren Messungen sind sie nicht tauglich (Fig. 2, Taf. I).

Dagegen konnten jene Stellen, welche die beschriebenen scharfen Aetzfiguren tragen, der Schimmermessung unterzogen werden.

Jede solche Aetzfigur schimmert in fünf Stellungen. Geht man von jener Stellung aus, in welcher die unpaaren Flächen p glänzen, so erhält man für die übrigen Schimmerazimute folgende Zahlen, welche annähernd mit den Zonen [102 . 010] und [102 . 111] stimmen:

Gemessen:	Gerechnet:
$p = 0^0$	$[102 . 001] = 0^0$
$i = + 94{\cdot}2^0$	$[102 . 010] = 90^0$
$i_1 = - 97{\cdot}6^0$	
$o = + 118{\cdot}1^0$	$[102 . 111] = 114^0 6'$
$o_1 = - 119{\cdot}2^0$	

Unter den künstlich hervorgerufenen Aetzfiguren der Pyritoëderfläche haben die mit rauchender Salpetersäure und die mit Aetzkali erzeugten grosse Aehnlichkeit mit den vorliegenden (vergl. l. c. Taf. II, Fig. 12, Taf. III, Fig. 23). Die letzteren unterscheiden sich blos dadurch, dass die unpaare Fläche dort minder steil und eben entwickelt ist und den Charakter einer „falschen" Aetzfläche besitzt, während bei den vorliegenden Figuren die p-Fläche die bestentwickelte ist. Diese Figuren bilden also ein recht interessantes Zwischenglied zwischen zwei künstlich hervorgerufenen Typen.

Auf den winzigen Oktaëderflächen dieser Krystalle beobachtet man ebenfalls deutliche Aetzfiguren; sie haben die Gestalt vertiefter dreiseitiger Pyramiden. Ein Lichtbild ist bei der Winzigkeit der Flächen nicht zu erhalten, doch waren Schimmermessungen möglich. Die Schimmerazimute waren leicht zu orientiren, da in Folge der Zwillingsbildung häufig 2 Oktaëderflächen in symmetrischer Stellung nebeneinander zu liegen kommen. Correspondirende Schimmerstellungen müssen dann symmetrisch liegen zu der Zone [111 . 001]. Der Winkel zwischen zwei correspondirenden Schimmerstellungen getheilt durch zwei gibt den Winkel zwischen Schimmerazimut und der genannten Zone. Die vorläufige Untersuchung ergab, dass die kleinen Aetzflächen auf (111) beiläufig dem Pentagondodekaëder parallel gehen. Wäre dies genau der Fall, so müssten je zwei correspondirende Schimmerstellungen 60° mit einander einschliessen. Die Messung ergab indessen kleinere Winkel. Es wurde für die drei Paare correspondirender Schimmerstellungen gefunden:

I	45·6°
II	42·8°
III	47·9°
Mittel	45·5°

Die grossen Differenzen rühren wohl zum grossen Theile von mangelhafter Justirung der sehr kleinen ($^1/_4$ Quadratmillimeter) Flächen. Aus den Zahlen ergibt sich aber, dass die Aetzflächen der Oktaëderfläche von der Zone [111 . 001] um $22^1/_4{}^\circ$, von der Zone [111 . 102] um $7^3/_4{}^\circ$ abweichen. Sie haben also ähnliche Lage wie die durch Salpetersalzsäure hervorgerufenen Aetzflächen. Doch unterscheiden sich die Aetzfiguren dadurch, dass sie den Charakter von Aetzgrübchen haben und nähern sich hierin wieder den Aetzkalifiguren.

Von ähnlichen Vorkommen wurden ferner untersucht: Kleine Würfel mit dünner Goethithaut überzogen, welche von der Mineralienhandlung J. Böhm ohne Fundortsangabe bezogen wurden. Nach Entfernung der Goethithaut zeigt sich ein deutliches Lichtbild, welches in Fig. 3, Taf. I, dargestellt ist. Zur Bestimmung der Position der Reflexe wurde die Zone [001 . 100] justirt, die scheinbaren Abstände vom Centralreflexe und die Abweichung von der eingestellten Zone gemessen. [1])

Es ergab sich (in der Zone [001 . 100] gemessen):

$$hp = 10^\circ 53' \qquad hp' = 11^\circ 3'. \qquad \delta = 3^\circ 52'$$

hieraus findet man die Position (ähnlich ausgedrückt wie in der oben citirten Arbeit „Aetzversuche am Pyrit“): (194 . 49).

Gelatineabgüsse lassen neben ziemlich unregelmässig gestalteten tieferen Grübchen, welche, wie es scheint, hauptsächlich von den

[1]) Anmerkung. Da die meisten an geätzten Krystallen beobachteten Reflexe eine Messung mit Fernrohr nicht gestatten, so bestimme ich gegenwärtig Abweichungen von der eingestellten Zone auf folgendem Wege: Genau im rechten Winkel von der Lichtquelle ist an der Wand eine in Centimeter getheilte Scale angebracht, deren *0*-Punkt mit der Lichtquelle und dem Krystallträger des Goniometers in einer Horizontalebene liegt. Man beobachtet die Zahl der Centimeter (n), um welche der betreffende Reflex über oder unter dem *0*-Punkt die Scale passirt. Ist die Entfernung des Goniometers von der Scale *(m)* bekannt, so ergibt sich die scheinbare Abweichung $\delta = \text{arc tang } \frac{n}{m}$. Diese Methode hat ausser der Möglichkeit, sie auch auf lichtschwache und verwaschene Reflexe anwenden zu können, welche im Fernrohr nicht gesehen werden, noch den Vortheil, dass man bei Beobachtung mit freiem Auge ein grösseres Gesichtsfeld hat, also grössere Abweichungen von der eingestellten Zone me sen kann.

auf der bezüglichen Würfelfläche senkrechten Pyritoëderflächen umschlossen werden, eine regelmässige kahnförmige Riefung erkennen, ähnlich wie sie l. c., Taf. II, Fig. 4 zwischen den grösseren Aetzfiguren zeigt.

Obzwar die Ausdehnung des Lichtbildes im Sinne der Aetzzone unverkennbar ist, muss man doch hervorheben, dass völlig übereinstimmende Lichtbilder bei künstlicher Aetzung nicht erhalten wurden. Dagegen zeigt sich eine bemerkenswerthe Aehnlichkeit mit dem um die Position h gruppirten Theile der Lichtfigur der Pyritkrystalle aus der Türkei.

Endlich wurde noch ein Elbaner Pyritwürfel, der eine ziemlich dicke Goethitrinde besass, nach Entfernung derselben untersucht. Regelmässige Aetzfiguren zeigen sich hier gar nicht; die Fläche sieht ganz unregelmässig zerfressen aus. Dennoch gibt sie ein deutliches Lichtbild, welches in Fig. 4, Taf. I, dargestellt ist.

Folgende Winkel wurden gemessen:

$hp_1 = 10^\circ\ 3'$	$hp_2 = 27^\circ\ 16'$
$hp_1' = 11^\circ\ 11'$	$hp_2' = 27^\circ\ 17'$
$10^\circ\ 37'$	$27^\circ\ 16{\cdot}5'$
$p_1 = (187\ .\ 0)$	$p_2 = (515\ .\ 0)$

Bei p_1 und noch stärker bei p_2 macht sich eine Verbreiterung quer auf die Aetzzone bemerkbar, welche wiederum mit den Erscheinungen an den früher geschilderten Krystallen harmonirt. Die halbe Breite derselben beträgt für p_1 $1^\circ\ 35'$, für p_2 6°. Die Enden dieser Verbreiterung würden den Positionen (187 . 20) und (515 . 83) entsprechen.

Diese drei Vorkommen von natürlich geätzten Pyriten zeigen entsprechend der gleichartigen chemischen Umwandlung, welcher sie ihre Entstehung verdanken, auch grosse Uebereinstimmung. Bei allen ist unzweifelhaft die Zone $[102\ .\ \bar{1}02]$ als Aetzzone zu erkennen. Dabei tritt die Tendenz hervor, die Reflexe senkrecht zur Aetzzone zu verbreitern, was mit der Entfernung von (001) zunimmt. Jenseits π (102) gegen (101), sowie in den negativen Krystallräumen fehlen die Aetzflächen durchwegs.

Vergleicht man diese natürlich geätzten Pyrite mit der künstlichen Aetzung, so zeigt sich die grösste Aehnlichkeit mit den durch rauchende Salpetersäure hervorgerufenen Aetzfiguren. Manche Züge theilen diese natürlich geätzten Krystalle auch mit den durch Alkalien geätzten Pyriten. Dies scheint ganz gut mit jenem chemischen

Vorgang zu harmoniren, dem man gemeiniglich die Umwandlung des Pyrit in Goethit zuschreibt: Oxydation in Gegenwart von (alkalisch reagirenden) Carbonaten, welche die bei der Oxydation entstehende Schwefelsäure occupiren.

Sehr verschieden von den beschriebenen Pyriten verhalten sich einige Pyritkrystalle von Boros Jenö, welche ich der Güte des Herrn Hofrath G. Tschermak verdanke. Es sind Pseudomorphosen von Brauneisenerz nach Pyrit von schwarzbrauner Farbe und stark glänzender Oberfläche. Sie zeigen die Form des gewöhnlichen Pyritoëders. An allen Kanten erscheinen schmale Abstumpfungen; schmäler und glatt, der Würfelfläche entsprechend, an den Grundkanten, breiter und gestreift an den Seitenkanten, welche in den Enden der trigonalen Axen zusammenstossen. Diese Abstumpfungen sind nicht ursprünglich, sondern durch Aetzung hervorgebracht. Dies wird dadurch bewiesen, dass mehrere der Krystalle überaus vollkommen entwickelte und sehr grosse Aetzfiguren zeigen (bis zu 2 Millimeter), deren Seitenflächen mit jenen Abstumpfungen gleichzeitig spiegeln. In Fig. 5, Taf. I, ist der schönste dieser Krystalle in doppelter Grösse dargestellt.

Wenn man erwägt, dass bei der Umwandlung der Pyritkrystalle in Brauneisen die Oberflächenzeichnung des Krystalles meist mit wunderbarer Schärfe erhalten bleibt, dass dabei an der Brauneisen-Oberfläche von den darunterliegenden Aetzfiguren nichts zu bemerken ist, dass endlich die an den vorliegenden Pyriten auftretenden, in Brauneisen modellirten Aetzfiguren mit den früher geschilderten keine Aehnlichkeit zeigen, so kommt man zu dem Schlusse, dass die vorliegenden Aetzfiguren mit dem chemischen Process, der zur Umwandlung von Pyrit in Brauneisen führte, nichts gemein haben, dass sie schon fertig vorlagen, als jene Umwandlung begann. Durch welchen chemischen Process sie selbst entstanden sein mögen, lässt sich natürlich nicht angeben.

Die Aetzfiguren zeigen eine grosse Mannigfaltigkeit, weshalb ich vorziehe, mit der Darstellung des Lichtbildes zu beginnen. Dieses zeigt eine überraschende Zahl von Reflexen. Einige derselben sind auf allen Flächen zu beobachten, andere können ausbleiben. Ich gehe in der Darstellung von jener Fläche aus, welche das am reichsten entwickelte Lichtbild darbietet. An dem in Fig. 5 dargestellten Krystall entspricht sie der Fläche $\bar{2}10$.

Dasselbe zeigt Fig. 7, Taf. I, in Projection auf die Pyritoëderfläche und in jener Orientirung, welche beim Pyrit stets eingehalten wurde. Die in der Tabelle aufgeführten Messungen und der zwischen den Reflexen stattfindende Zonenzusammenhang lassen sämmtliche Reflexe mit einfachen Flächen identificiren. Folgende Zonen verdienen hervorgehoben zu werden:

$[hp_1p_2p_3d] \cdot [mplgo] \cdot [pfi] \cdot [hnmlki] \cdot [oidio] \cdot [kp_3k] \cdot [gp_2g] \cdot [fgi] \cdot [p_2ko]$.

Aus den Messungen ergab sich, dass die Reflexe mit der bei Aetzflächen im allgemeinen zu erwartenden Annäherung folgenden einfachen Flächen entsprechen:

$h = 001$	$d = 101$	$k = 637$
$p = 102$	$n = 217$	$i = 212$
$p_2 = 304$	$m = 215$	$g = 324$
$p_3 = 607$	$l = 213$	$f = 112$
		$o = 111$

Bezüglich dieser Reflexe ist Folgendes zu bemerken: Die Reihe der Reflexe $hp_1p_2p_3d$ ist bei allen Krystallen deutlichst entwickelt; bei einigen Flächen setzt sie sich sogar noch ein Stück über d hinaus fort, indem ein sehr lichtschwacher Reflex p_4 hinzutritt, welcher symmetrisch zu p_3 liegt und der Fläche 706 entspricht.

Von den anderen Reflexen ist m immer, f meist vorhanden. g und o finden sich häufig und gut entwickelt; n ist selten und sehr lichtschwach. Am schwierigsten ist die Partie des Lichtbildes in der Nähe der Reflexe lki. Dieselben sind nur bei sehr genäherter Lichtquelle deutlich sichtbar; i fehlt häufig vollständig und oft sieht man statt der ganzen Reflexgruppe nur eine unbestimmte Lichtwolke; auch in dem gezeichneten Lichtbild heben sich die Reflexe von einem solchen in dieser Gegend verbreiteten Lichtnebel ab.

In einigen Fällen wurde beobachtet, dass sich die zu einer Fläche des Krystalls gehörige Reflexreihe in der Zone $[pf]$ über f hinaus fortsetzt. Die Zone tritt hier in den negativen Krystallraum ein. Bezeichnender Weise tritt der erste Reflex erst dort auf, wo die betreffende Zone wieder den nächsten positiven Krystallraum erreicht; er entspricht den Positionen 122 und $1\bar{2}2$. In Figur 7 wurden diese Reflexe eingetragen, obgleich sie im Lichtbild der Fläche $\bar{2}10$ nicht zu sehen waren. Ueberhaupt fehlen auch hier die Aetzflächen in den negativen Krystallräumen. Durch das Auftreten

des lichtschwachen Reflexes p_4 wird diese Regelmässigkeit kaum aufgehoben. Denn dieser Reflex fällt zwar bereits in den negativen Krystallraum, aber in die nächste Nachbarschaft einer primären Fläche und in die Verlängerung der Aetzzone, Verhältnisse, unter welchen erfahrungsgemäss Ausnahmen öfter vorkommen.

		Rechnung	I $1\bar{0}2$	II $\bar{1}0\bar{2}$	III $10\bar{2}$	IV $\bar{1}0\bar{2}$	V $\bar{2}10$
hp_1	101.102	26° 34′	26° 52′	—	26° 34′	26° 54′	26° 30′
hp_2	101.304	36° 52′	37° 15′	—	—	—	37° 11′
hp_3	101.607	40° 38′	40° 39′	—	—	—	40° 36′
hd	001.101	45° —	45° 27′	—	—	—	44° 29′
dp_4	101.706	4° 22′	3° 51′	—	—	—	—
p_1p_2	102.304	10° 18′	—	—	10° 49′	10° 1′	—
p_1p_3	102.607	14° 4′	—	—	14° 4′	—	—
p_1d	102.101	18° 26′	—	—	18° 11′	18° 21′	—
p_1p_4	102.706	22° 48′	—	—	—	22° 3′	—
hn	001.217	17° 42′	—	—	—	—	17°39′ 16°33′
hm	001.215	24° 6′	24°24′ 24°15′	24°15′ 23°29′	24°47′ 24°14′	24°11′ 23°36′	24°22′ 24°34′
hl	001.213	36° 42′	—	—	— (25°29′)	—	36°28′
hk	001.637	43° 47′	—	—	—	—	43°21′
hi	001.212	48° 11′	—	—	—	—	49°28′
hf	001.112	35° 16′	35°47′ 36° 4′	36°10′ 35°33′	—	—	35°31′ 35°40′
ho	001.111	54° 44′	—	—	—	—	54°47′ 55° 2′
h_1f	001.112	66° 54′	65°55′ 65°30′	65°48′ 65°40′	—	—	—
fg	112.324	9° 15′	9° 5′	—	—	—	—
h_1g	100.324	56° 9′	55°32′	55°40′	—	—	—
h_1i	100.212	48° 11′	48°51′	—	—	—	—
ff	112.$1\bar{1}2$	48° 11′	49° 38′	—	—	—	—
p_1f	102.112	24° 6′	—	24°27′ 24°43′	—	—	23°58′ 23°54′
mm	215.$2\bar{1}5$	21° 2′	21° 15′	21° 17′	—	—	22° 8′
nn	217.$2\bar{1}7$	15° 39′	—	—	—	—	15° 23′
ll	213.$2\bar{1}3$	31° 0′	—	—	—	—	30° 40′
gg	324.$3\bar{2}4$	43° 36′	43° 16′	—	—	—	—
p_2g	304.324	21° 48′	—	22°36′	—	—	22° 0′ 22°13′
p_3k	607.637	18° 1′	—	—	—	—	18° 0′ 19°44′
og	111.324	15° 14′	—	—	—	—	15°14′ 15°15′
ol	111.213	22° 12′	—	—	—	—	23°10′ 22°58′
p_1m	102.215	11° 32′	—	—	11°47′ 11° 3′ — (12°55′)	—	—

In vorstehender Tabelle sind die Messungen aufgeführt, welche zur Bestimmung der Reflexe angestellt wurden. Sie beziehen sich auf fünf Flächen des Pyritoëders, welche an dem in Fig. 5 gezeichneten Krystall die am Kopf angegebene Lage haben. Zwei Zahlen nebeneinander beziehen sich immer auf rechts und links gelegene symmetrische Winkel. Auf der Fläche $10\bar{2}$ (Columne III) gab der Reflex *m* rechts 2 Bilder, die getrennt gemessen wurden; hierauf beziehen sich die in Klammer eingefassten Zahlen.

Die nächste Aufgabe besteht nun darin, die Reflexe des Lichtbildes mit den Formen der Aetzfiguren in Beziehung zu setzen. Diese Aufgabe wird dadurch complicirt, dass auch anscheinend unregelmässig gestaltete Unebenheiten der geätzten Oberfläche und die Entkantungen zu den Reflexen des Lichtbildes beitragen.

Was diese letzteren betrifft, so treten sie, wie die Zeichnung Fig. 5 zeigt, sehr auffallend hervor. An den Seitenkanten namentlich liegen breite Abstumpfungsflächen anscheinend in der Zone [102.210]. In dieser Zone liegen aber keinerlei Reflexe. In der That ergeben sich diese Abstumpfungen als Scheinflächen, welche hauptsächlich von Flächenelementen parallel *d* (101) und *g* (324), ferner *f* (211) und *m* (521) gebildet werden. Hier und da sieht man auch Flächenelemente parallel *i* (212) aufblitzen. Fig. 8, Taf. I, zeigt allerdings etwas schematisirt ein Stück dieser Scheinflächen, welches unmittelbar an das vordere unpaare Eck der Fläche 102 anschliesst.

Manchmal erscheint statt der ebenen Flächenelemente dieser Lage eine bucklig gekrümmte Oberfläche; dann treten im Lichtbild unbestimmte Lichtwolken auf, welche bogenförmig von *d* nach *g* ziehen.

Die Aetzfiguren zeigen eine grosse Mannigfaltigkeit der Form, obzwar wesentlich dieselben Flächen bei allen betheiligt sind. Einige der häufigsten Typen sind in Fig. 6, Taf. I, dargestellt. Das constante Element sind wiederum Flächen der Aetzzone. Unter diesen treten namentlich Flächen aus dem Zonenstück [102 . 101] auffallend hervor. Dadurch entsteht ein Unterschied gegenüber allen anderen von mir bisher am Pyrit beobachteten Aetzfiguren. Auch am Lichtbild ist der Reichthum der Reflexe, die kräftige Hervorhebung durch ein fortlaufendes Lichtband in diesem Theil der Zone im Gegensatz zu dem völligen Fehlen aller Reflexe zwischen 102 und 001 zu bemerken. Die seitliche Begrenzung ist wechselnd. Entweder tritt die

Zone [102 . 010] kräftig hervor (Fig. 6 *a, c, d),* dann treten häufig im innersten tiefsten Theil die Flächen *i* des nächsten Krystallraumes auf; oder es herrscht die Zone [102 . 111], wobei meist die Fläche *m* eine grosse Rolle spielt (Fig. 6 *b*). Eine häufige Combination dieser beiden Typen zeigt Fig. 6 *d*. In derselben ist auch durch Streifung die oscillatorische Combination der benachbarten Aetzflächen angedeutet, durch welche die sehr häufig vorkommenden Aetzfiguren mit krummlinigem Umriss entstehen. Ein seltener auftretender Typus zeigt in der seitlichen Begrenzung die Fläche *g* der Zone [102 . 111] in grösserer Ausdehnung (Fig. 6 *c*).

Nur die wichtigeren Flächen konnten in ihrer Betheiligung an der Begrenzung der Aetzfiguren genauer verfolgt werden. Die übrigen Reflexe: *n, k, l,* zum Theil auch *g* und *i,* verstecken sich unter anscheinenden Riefungen, Abrundungen der Kanten und Ecken der grösseren Figuren, die sich nicht leicht darstellen lassen. Durch gegenseitige Verschneidung der Aetzfiguren entstehen noch mannigfaltigere Formen. Insbesondere entstehen die auffallenden, nach oben offenen Dreiecke, welche in Fig. 5 auf der Fläche 102 oben gezeichnet sind, dadurch, dass die Spitze der oberen Aetzfigur, welche von denselben Flächen wie Fig. 6 *d* begrenzt ist, sich in die Fläche *d* der darunterstehenden einschneidet.

Die Reflexe *o* rühren überhaupt nicht von Aetzfiguren her, sondern von den Rändern ganz unregelmässiger Erhabenheiten.

Wenn es gestattet ist, an diese ausserordentlich schönen und vollkommenen Aetzfiguren einige theoretische Betrachtungen anzuknüpfen, so wäre zunächst hervorzuheben, dass sich dieselben in einem Punkte von allen anderen bisher bekannten Aetzfiguren des Pyrit unterscheiden; das ist das Hervortreten des Zonenstückes [102 . 101]. Bei keiner Art von Aetzung wurden so deutliche Aetzflächen parallel dem Rhombendodekaëder und steileren Pentagondodekaëder beobachtet. Man kann geradezu sagen, dass diese Aetzflächen hier die ganzen Aetzerscheinungen beherrschen. Es beweist dies, dass die Aetzzone, welche bisher nur zwischen 102 und 001 nachgewiesen war, unter — freilich ganz unbekannten Umständen — sich bis 101 erstreckt.

Auffallend ist auch der Reichthum an einzelnen Reflexen, welche sich sämmtlich mit genügender Annäherung auf einfache Flächen beziehen lassen. Alle diese Reflexe liegen in positiven

Krystallräumen — mit einer einzigen bereits besprochenen Ausnahme ($p_4 = \pi[706]$).

In der Anordnung dieser Reflexe gibt sich eine gewisse Gesetzmässigkeit zu erkennen. Dieselben erscheinen zu Reihen angeordnet, welche sichtlich den einfachsten, durch h und p gelegten Zonen entsprechen. Dass in der That h und p als die Radiationspunkte dieser Zonen zu gelten haben, und dieser Werth den Flächen o und d nicht beigelegt werden kann, ergibt sich wohl zur Genüge daraus, dass der Reflex i ein recht unbeständiges Glied der Reihe darstellt, ferner daraus, dass sein Auftreten auch nach der Art, wie der Reflex gestreckt ist, an die Zone $[h\,n\,m\,l\,k\,i]$ geknüpft ist. Hiermit steht auch in Einklang, dass i verhältnismässig häufig in der Verlängerung der Zone pf auftritt, welche mit der früher angeführten Zone identisch ist.

Man kann also aus dem Auftreten der Aetzflächen die einfache Regel ableiten: die Aetzflächen liegen in positiven Krystallräumen in den einfachsten durch (100) und π (210) gelegten Zonen und entsprechen stets einfachen Krystallflächen.

In dieser Fassung ist dieser Satz ein Beleg für die häufig beobachtete Gesetzmässigkeit, dass bei der Ausbildung von Aetzflächen solche mit einfachen Indices bevorzugt werden.

Auf einen Umstand ist dabei besonders aufmerksam zu machen, welcher, wie mir scheint, geeignet ist, eine Frage von principieller Wichtigkeit wenn auch nicht zu entscheiden, so doch ihrer Lösung näher zu bringen, nämlich auf das Fehlen von Reflexen in den Zonen der Seitenkanten des Pyritoëders [102 . 210], [102 . 021] und den analogen. Professor v. Ebner hat in seiner interessanten Abhandlung über die Lösungsflächen von Calcit und Aragonit theoretische Ansichten entwickelt, nach welchen es bei der Lösung der Krystalle auf die Einschneiderichtungen gewisser krystallographisch einfacher, „primärer Lösungsflächen" ankommt, nach welchen sich der Krystall am leichtesten löst, welche also in gewissem Sinne den Spaltflächen analog sind, nach welchen sich der Krystall am leichtesten trennen lässt. Diese primären Lösungsflächen verrathen sich bei dem Lösungsvorgang dadurch, dass sie die primären Lösungsgestalten begrenzen und dass die langsam sich entwickelnden Aetzfiguren — von Prof. v. Ebner retardirte Aetzfiguren genannt — als Grundform die vertiefte Combination der primären Lösungsflächen zeigen. Sowohl Lösungsgestalten, als Aetzfiguren können secundär verändert werden, wobei die auf-

tretenden secundären Aetzflächen hauptsächlich den Kantenzonen der primären Lösungsgestalt entsprechen.

In meinen Arbeiten habe ich eine principiell etwas verschiedene Ansicht vertreten, wonach die primären Aetzflächen Flächen des grössten Lösungswiderstandes sind und die Richtung normal zu den Flächen massgebend ist. Nach dieser Vorstellung ist es zunächst verständlich, dass die Orientirung von Lösungswiderständen, welche mit der Normale der geätzten Fläche einen grossen Winkel bilden, also das Vorhandensein primärer Aetzflächen, welche steil geneigt sind gegen die geätzte Fläche, für die Form der Aetzfiguren gleichgiltig ist, wenn unter kleinerem Winkel beträchtliche Lösungswiderstände vorhanden sind. Es scheint ferner ganz gut verständlich, dass die grössten Lösungswiderstände im allgemeinen den einfachsten Zonen folgen, weil in diesen die Anordnung der Molekel am dichtesten ist. Wir dürfen daher secundäre Aetzflächen in den einfachsten, durch die primären Aetzflächen gelegten Zonen erwarten.

Da sehr häufig die Kantenzonen von E b n e r's primärer Lösungsgestalt selbst sehr einfache Zonen darstellen, geben beide Theorien häufig übereinstimmende Folgerungen. Gerade die Verhältnisse am Pyrit sind aber günstig und erlauben die Stichhältigkeit beider Ansichten zu prüfen, weil hier primäre Lösungsflächen vorhanden sind, welche n i c h t durch einfache Zonen verknüpft werden.

Vergleichen wir nun die Aetzfiguren des Pyrit mit beiden Theorien unter Annahme der Würfel- und Pentagondodekaëderflächen als primäre Aetzflächen. An der Begrenzung der Aetzfiguren haben die Zonen [102 . 100] [102 . 001] [102 . 010] Antheil, welche beiden Theorien entsprechen. Es f e h l e n aber Flächen in den Zonen [102 . 210] und [102 . 021] und den ähnlichen, welche Prof. v. E b n e r's Theorie fordert, dagegen treten Flächen der Zone [102 . 111] auffallend hervor, für welche diese Ansicht keinen Grund angibt.

In der That, würde man eine einzelne Pyritoëderfläche z. B. π (102) prüfen ohne von der tesseralen Natur des Krystalles Kenntnis zu haben, nichts würde das Vorhandensein von primären Lösungsflächen parallel (210), (021) etc. verrathen.

Dagegen scheinen mir nun die thatsächlichen Verhältnisse mit meiner Theorie im besseren Einklang zu stehen. Denn wirklich sind sämmtliche einfachen, durch π (210) gelegten Zonen von Aetzflächen besetzt, und Zone [102 . 210] wie die analogen gehört nicht zu ihnen.

Mit einer gewissen Einschränkung gilt dies auch für die künstlich geätzten Krystalle. Nur bei den mit Salpetersalzsäure geätzten Pyriten verrathen sich die entfernteren Pyritoëderflächen in der vertieften Aetzfigur. Aber diese tiefen Grübchen scheinen nur an solchen Stellen zu entstehen, wo Störungen im Molecularbau ein tieferes Eingreifen des Lösungsmittels veranlassen. Dann erfolgt auch der Angriff nicht mehr in der Richtung der Normalen der geätzten Fläche. In dem flachen Randtheile der Aetzfigur kommen auch hier die Richtungen der Pyritoëderflächen nicht zum Ausdruck.

Ich bilde mir nun durchaus nicht ein, Prof. v. Ebner's Theorie endgiltig widerlegt zu haben, ebensowenig, als ich die meinige für erhaben über jeden Einwurf ansehe. Insbesondere mag es vielleicht möglich sein, durch Berücksichtigung verschiedenwerthiger Richtungen der Lösungsflächen den Thatsachen besser gerecht zu werden, als es mir bei dem Versuche, Prof. v. Ebner's Theorie auf den Pyrit anzuwenden, gelungen ist. Allein dann verliert auch die Theorie der Lösungsflächen den Charakter der Einfachheit, und es ergeben sich kaum übersehbare Complicationen.

Bei theoretischen Ansichten, welche noch so viel hypothetisches enthalten, wie dies bei der Frage des Lösungsvorganges der Fall ist, dürfte vollgiltiger Beweis, wie endgiltige Widerlegung gleich schwer sein. Indessen glaubte ich nicht verschweigen zu dürfen, was mir dafür zu sprechen scheint, dass meine Ansichten den Thatsachen vielleicht einen Schritt näher kommen.

Zinkblende.

An zwei Vorkommen von Zinkblende konnte ich natürliche Aetzung constatiren. Beide wurden schon in der Abhandlung „Aetzversuche an der Zinkblende“ [1]) erwähnt. Deutlichere Erscheinungen liefern dunkelbraune Krystalle von Přibram. Dieselben erreichen eine Grösse bis zu 3 Millimeter. Sie sitzen mit gemeinem Quarz und schönen tafelförmigen Bournonitkrystallen und Siderit in Hohlräumen von derbem Gangquarz. Die Krystalle zeigen vorherrschend das Dodekaëder, sowie ein gewölbtes, negatives Triakistetraëder, welches sich der Form $x(3\bar{1}1)$ nähert. Die meisten Krystalle sind stark verzwillingt. Auf der matten Oberfläche erscheint schöner Schimmer in

[1]) Diese Mitth. Bd. V, pag. 457.

Richtungen, welche in die negativen Krystallräume fallen. Dies wurde schon in der citirten Abhandlung erwähnt. Genauere Untersuchung lehrte, dass dieser Schimmer durch Aetzflächen hervorgebracht wird, welche dem negativen Tetraëder nahekommen.

Auf einer von einer breiten Zwillingslamelle durchsetzten Dodekaëderfläche wurde der Winkel gemessen, welchen das Azimut der Schimmerstellung des Hauptindividuums *(I)* und der Lamelle *(II)* mit der Zwillingsgrenze *(z)* einschliesst. Gefunden wurde:

$$z\ I = 144{\cdot}5^{0}$$
$$z\ II = 34{\cdot}1^{0}$$

Wie aus diesen Zahlen hervorgeht, sind die beiden Individuen nicht symmetrisch zur Zwillingsgrenze orientirt, entsprechend den Symmetrieverhältnissen tetraëdrischer Zwillingskrystalle; wohl aber sind sie symmetrisch zur Normalen der Zwillingsebene *(n)*. In der That ist der Winkel

$$n\ I = 54{\cdot}5^{0}$$
$$n\ II = 55{\cdot}9^{0}$$

Für Aetzflächen parallel dem negativen Tetraëder wäre dieser Winkel $= 54^{0}\,44'$.

Mit der Annahme, dass negative Tetraëderflächen als Aetzflächen auftreten, harmonirt auch die Form der kleinen Aetzfiguren, welche Fig. 9, Taf. I, nach einem Gelatineabguss wiedergibt.

Die Aetzfiguren sind vertieft, von 3 Flächen umschlossen, von denen zwei sehr steil geneigt sind und einen Winkel von circa 70° einschliessen; die dritte Fläche ist flacher; sie bedingt den Schimmer. Ganz ähnliche Aetzfiguren erhielt ich bei Aetzung von Spaltstückchen von Zinkblende in schmelzendem kohlensaurem Natronkali.

Ein zweites natürlich geätztes Vorkommen sind schwarze oktaëderähnliche Krystalle von Freiberg, Grube Himmelsfürst. Die Krystalle sind begleitet von Bleiglanz, der ebenfalls deutliche Spuren stattgefundener Lösung erkennen lässt, kleinen Kryställchen von Pyrit, die ebenfalls fein geätzt sind, endlich von Häufchen kleiner weisser Dolomitkryställchen.

Die Krystalle der Zinkblende sind oktaëderähnlich gestaltet; sehr häufig erscheinen spinellähnliche Zwillinge. Das positive Tetraëder erscheint matt, das negative mit glänzender, aber wie geflossen aussehender Oberfläche. Auf der Fläche $\varkappa(111)$ tritt deutlicher Schimmer in der Richtung der Dodekaëderfläche auf, $\varkappa(1\bar{1}1)$ zeigt

ein Lichtbild, bestehend aus einem Centralreflexe, umgeben von einem Lichtring, der in den primären Zonen Culminationen aufweist; daran schliessen sich Strahlen, welche den Zonen der negativen Deltoëder entsprechen, übrigens nicht sehr präcise Culminationen haben, und in den von $x(111)$ gelieferten Dodekaëderreflexen enden.

Fig. 10 zeigt dieses Lichtbild nach goniometrischer Messung, welche folgende Werthe ergab:

Strahl						
I.	$o\xi = 4°32'$	$o\zeta = 4°14'$	$oz_1 = 11°13'$	$oz_2 = 20°12'$	$oz_3 = 21°40'$	$od = 34°58'$
II.	$4°44'$	$4°39'$	$11°58'$	—	—	$34°35'$
III.	$3°51'$	$4°52'$	$12°22'$	—	—	—
Mittel:	$o\xi = 4°22'$	$o\zeta = 4°35'$	$oz_1 = 11°51'$			$od = 34°46'$

Die Culminationen z_2 und z_3 waren im zweiten und dritten Strahl nicht deutlich erkennbar, im dritten Strahl konnte od nicht gemessen werden, weil die benachbarte Fläche des positiven Tetraëders fehlte. Die beobachteten Abmessungen lassen sich nicht ungezwungen auf einfache Flächen beziehen. Die Culminationen sind auch sehr wenig vollkommen und präcis.

An Gelatineabgüssen wurde erkannt, dass auf $x(1\bar{1}1)$ neben flachen, rundlichen, äusserst unvollkommenen Aetzgrübchen spärlich kleine, besser entwickelte Aetzfiguren auftreten, die von Deltoëderflächen gebildet werden.

Auf $x(111)$ finden sich dreiseitige Aetzhügel von Dodekaëderflächen begrenzt (vergl. Fig. 11). Daneben finden sich auf dieser Fläche auch grössere schildförmige Erhabenheiten, die flach sind, oben von einer breiten glänzenden Fläche $x(111)$ begrenzt werden und eher wie Fortwachsungen aussehen.

Auch hier fungirt offenbar $x(1\bar{1}1)$ als primäre Aetzfläche, die Deltoëderzone als Aetzzone. Da bei künstlicher Aetzung mit alkalischen Lösungsmitteln (kohlensaure oder ätzende Alkalien) ähnliche Verhältnisse erzeugt werden können, so dürfte der Schluss berechtigt sein, dass auch hier alkalisch reagirende Lösungen (Alkalicarbonate) im Spiele waren.

Bleiglanz.

Allbekannt sind jene lehrreichen Bleiglanzstufen, welche auf angefressenem, mulmig gewordenem Bleiglanz Krystalle von Weissbleierz zeigen und uns ein ganzes Stück Bildungsgeschichte der Minerale erzählen. Gewöhnlich erscheint der Bleiglanz durch die

vorsichgegangene Veränderung so zerstört, dass man von der ursprünglichen Krystallform nichts mehr wahrnimmt. Bisweilen kommt es aber doch vor, dass der Erhaltungszustand ein besserer ist. An einer derartigen Stufe von Přibram beobachtete ich folgende Erscheinung.

Die Unterlage — Přibramer Grauwacke — ist mit einer sehr dünnen Lage brauner Blende, darüber mit einer 2—3 Centimeter dicken Lage von Bleiglanz bedeckt; auf der angeätzten Oberfläche des Bleiglanz liegen die bekannten grossen gelblichweissen Cerussite. Der Bleiglanz endigt in stark verwachsenen aber bis 2 Centimeter breiten Krystallen, deren Form sich stellenweise gut erhalten hat. Es sind Combinationen des Würfels und Oktaëders mit untergeordnetem Dodekaëder. Dieselben zeigen die Würfelfläche regelmässig glatt und metallglänzend; manchmal ist diese intacte Oberfläche unter einer dünnen Limonithaut verborgen. Die Oktaëderflächen dagegen sind matt, schwärzlichgrau, die Kanten zugerundet. Bei genauerer Untersuchung findet man auf diesen matten Flächen Schimmer in der Richtung der Würfelfläche. Besonders auffallend ist diese Erscheinung bei den häufig vorhandenen Zwillingskrystallen nach (111), da die unregelmässig verwachsenen Partien beider Individuen in verschiedenen Stellungen den Schimmer zeigen.

Obgleich an dem vorhandenen Material genauere Untersuchungen in Bezug auf die Gestalt der Aetzfiguren wegen der rauhen unebenen Beschaffenheit der Oktaëderflächen nicht angestellt werden konnten, ergibt sich doch, dass für jene Art der Aetzung, bei welcher aus Bleiglanz Cerussit hervorgeht, die Würfelflächen den Charakter primärer Aetzflächen haben.

Nach Bischoff sind bei diesem Umwandlungsprocess Sauerstoff und kohlensaure Alkalien thätig. Diese Ansicht enthält durch die oben angeführte Beobachtung eine Stütze, indem thatsächlich für Aetzung mit Alkalien (allerdings gelangen beim Bleiglanz nur Aetzungen mit ätzenden Alkalien) die Würfelflächen die primären Aetzflächen darstellen.

Viel schönere und deutlichere Erscheinungen liess eine andere Bleiglanzstufe von Přibram erkennen. Dieselbe zeigt derben körnigen Bleiglanz über derbem Quarz. Das körnige Aggregat ist von schmalen Trümern durchsetzt, auf welchen sich Quarz, roth braune Blende und stellenweise Siderit angesiedelt haben. Legt man die Wände dieser Trümer frei, was ziemlich leicht gelingt, weil der Quarz auf

dem Bleiglanz nur schwach haftet, so zeigt der Bleiglanz eine eigenthümlich glänzende, wie „geflossen" aussehende Oberfläche. In der Nähe der Trümer ist das körnige Aggregat des Bleiglanz aufgelockert. Die mehr oder weniger klaffenden Spaltflächen der Individuen erscheinen matt mit schönem Krystalldamast.

Von jener Lösung, welche Quarz, Blende und Siderit in den Trümern absetzte, wurde also der Bleiglanz aufgelöst und die lösende Flüssigkeit drang auch auf den beim Aufreissen der Trümer entstandenen Spaltfugen in das Innere der Aggregate vor.

Untersucht man eine angeätzte Spaltfläche, so findet man sie bedeckt mit sehr kleinen (0·0015 Millimeter), dichtgedrängten, quadratischen Aetzfiguren, welche diagonal gestellt sind und ganz jenen gleichen, welche in der Arbeit Aetzversuche am Bleiglanz[1]) auf Taf. III, Fig. 2*a*, abgebildet wurden; dazwischen kommen ähnlich gestaltete grössere vor, welche bis 0·006 Millimeter erreichen. An stärker geätzten Platten nimmt der Reflex der Würfelfläche jene charakteristische trübrothe Färbung an, welche in der Regel an den Flächen kleinsten Lösungswiderstandes beobachtet wird. Dann erhält man in den Diagonalzonen des Würfels von den kleinen Aetzfiguren Reflexe, welche zwar sehr verschwommen und über mehrere Grade ausgebreitet sind, aber doch annähernd gemessen werden können.

An einer kleinen Platte wurden folgende Werthe für die 4 Reflexe gewonnen:

$$\begin{aligned} h\,x_1 &= 27^\circ\ 8' \\ x_2 &= 28^\circ 40' \\ x_3 &= 28^\circ\ 0' \\ x_4 &= 27^\circ 16' \\ \hline & 27^\circ 46' \end{aligned}$$

An einer anderen Platte für 2 Reflexe:

$$\begin{aligned} h\,x_1 &= 26^\circ 53' \\ x_2 &= 27^\circ 12' \\ \hline & 27^\circ\ 2' \end{aligned}$$

Die Werthe sind wegen der Lichtschwäche und der grossen Ausdehnung des Lichtnebels ungenau. Annähernd stimmen sie mit (833) ($100 . 833 = 27^\circ 56'$).

Untersucht man die Oberfläche der von dem Trum durchrissenen und angeätzten Bleiglanzindividuen, so findet man, dass

[1]) Diese Mitth. Bd. VI.

dieselbe häufig den Spaltflächen entspricht. Wo dies der Fall ist, zeigt sich die Würfelfläche auch hier bedeckt mit quadratischen Aetzfiguren, die stellenweise bis zur Ausbildung von Aetzhügeln aneinander gedrängt sind. Wo die Oberfläche von der Spaltfläche abweicht, zeigt sich dieselbe bedeckt mit gewölbten Facetten, welche Ikositetraëdern und der Oktaëderfläche entsprechen. Die ersteren zeigen manchmal hübsche Aetzfiguren von dreiseitiger Form, mit der vertieften Spitze oktaëderwärts gerichtet, umschlossen einerseits von einer concav gewölbten Fläche, die einem dem Oktaëder näher stehenden Ikositetraëder entspricht, andererseits von den Ikositetraëderflächen der benachbarten Oktanten. Die Oktaëderfacetten zeigen ebenfalls grosse von Ikositetraëder- und Triakisoktaëderflächen umschlossene Aetzfiguren.

Nach diesen Erscheinungen darf man wohl für die hier vorliegende Art der Aetzung die Oktaëderfläche als primäre Aetzfläche ansprechen. Von der künstlichen Salzsäureätzung unterscheidet sie sich dadurch, dass auch die Ikositetraëder als Aetzflächen auftreten.

In einer ganz ähnlichen Mineralgesellschaft, nämlich mit Quarz, rother Blende und Siderit, wie sie hier den körnigen Bleiglanz durchtrümert, findet sich in Přibram eine jüngere Bleiglanzgeneration, der sogenannte Steinmannit. Es ist nun gewiss mehr als Zufall, wenn dieser Steinmannit als vorherrschende Krystallform jene zeigt, welche hier als primäre Aetzfläche nachgewiesen wurde, nämlich das Oktaëder. Dieselbe Lösung, welche hier den Bleiglanz anätzte und dabei auf den Oktaëderflächen den grössten Widerstand antraf, setzt an anderer Stelle den Bleiglanz in Oktaëderform wieder ab. Eine Beziehung, welche entschieden verdient weiter verfolgt zu werden.

Auch auf den interessanten Gegensatz zu dem früher beschriebenen natürlich geätzten Bleiglanz mag hier hingewiesen werden. Dort verräth sich die Würfelfläche, hier die Oktaëderfläche als Fläche grössten Widerstandes. Offenbar ist auch hier die einwirkende Lösung eine andere gewesen; denn hier setzte sie Quarz und Blende, dort Cerussit ab.

Magnetit.

Herr Dr. Berwerth, Custosadjunct am mineralog. Hofmuseum in Wien, hatte die Güte, mich auf einige natürlich geätzte Krystalle des Magnetit von Binnenthal aufmerksam zu machen, welche das Hofmuseum erworben hatte. Dank der Zuvorkommenheit der Leitung dieses Institutes konnte ich zwei der Krystalle genauer untersuchen.

Die Krystalle waren beide abgebrochen. Der eine weniger stark geätzte liess noch deutlich die Gestalt, Oktaëder mit breiten gestreiften Dodekaëderflächen, erkennen: der andere stärker geätzte zeigte eine viel unvollkommenere Form. Deutliche Aetzfiguren habe ich an keinem der Krystalle beobachtet; wohl aber zeigte der letztere ein sehr schönes und ziemlich scharfes Lichtbild. Um die Vertheilung der Aetzflächen besser hervortreten zu lassen, ist dasselbe in Fig. 12, Taf. I., in stereometrischer Projection dargestellt. Die Zeichnung basirt auf folgenden Messungen.

$o x_1 = 8^0\ 1'$ $\quad t_1 t_1' = 42^0 16'$
$o x_2 = 12^0 30'$ $\quad t_2 t_2' = 53^0\ 0'$
$o x_3 = 29^0 45'$

x_1 ist ein ziemlich scharfer Reflex in dem von o ausgehenden Strahl; er entspricht ziemlich genau der Fläche (433): 111 . 433 = 8° 3'. x_2 ist die Stelle, von wo die eigenthümlichen Lichtbögen t_1 abzweigen; dieselbe entspricht keiner einfachen Position. Die berechneten Indices sind (1·56 . 1 . 1). x_3 ist ein scharfer Reflex, welcher ziemlich genau der Form (311) entspricht: 311 . 111 = 29° 30'. Mit t_2 ist gleichfalls ein ziemlich scharfer Reflex bezeichnet, welcher in der Zone der Tetrakishexaëder liegt. Derselbe entspricht der Form (310): 103 . 301 = 53° 8'. Mit t_1 sind die Scheitelpunkte der von x_2 ausgehenden Lichtbögen bezeichnet. Sie entsprechen ebensowenig wie x_2 einer einfachen Position. Die Rechnung gibt (1 . 0·443 . 0).

Vergleicht man die Lage dieser Aetzflächen mit den durch Säuren hervorgerufenen künstlichen Aetzflächen, so ergibt sich ein bemerkenswerther Unterschied, aber auch eine wichtige Aehnlichkeit. Die letztere besteht darin, dass in beiden Fällen die Aetzflächen sich in der Weise um o gruppiren, dass man die Oktaëderfläche als primäre Aetzfläche bezeichnen darf.

Der Unterschied liegt darin, dass bei der künstlichen Aetzung die Zone der Triakisoktaëder als Aetzzone hervortritt, in welcher hier Aetzflächen durchaus fehlen. Eher könnte man die Ikositetraëderzone als Aetzzone auffassen. Auffallend wäre dann, dass die Hexaëderfläche nicht als Aetzfläche erscheint, sondern gewissermassen durch eine breit auseinander gezogene Gruppe von Aetzflächen vertreten ist. Etwas ähnliches kann aber auch bei künstlicher Aetzung mit Säuren an den Dodekaëderflächen hervorgerufen werden; auch hier entsteht unter Umständen statt des Dodekaëderreflexes eine ganze

Gruppe von Reflexen, welche die Position des Dodekaëders umgeben, ohne dass dieser selbst einem Reflex entspricht (vergl. diese Mitth. Bd. VII, Taf. V, Fig. 18).

Da die Magnetitkrystalle von ihrer Unterlage entfernt sind, fehlt jeder Anhaltspunkt, der aus mit vorkommenden Mineralen geholt werden könnte, was für Lösungsmittel hier gewirkt haben mögen. Aus dem Resultat der Aetzung lässt sich nur entnehmen, dass dieselben von anderer Beschaffenheit gewesen sein müssen als die Säuren, mit denen der Magnetit künstlich geätzt werden kann. Für die Theorie der Aetzfiguren ist es aber von Wichtigkeit, dass auch unter diesen abweichenden Verhältnissen die Oktaëderfläche ihren Werth als primäre Aetzfläche bewahrt.

Czernowitz, Mineralog. Universitäts-Institut, Ostern 1887.

Erklärung der Tafel I.

Fig. 1. Aetzfiguren auf π (102) nach Entfernung der Goethithaut. Pyrit aus der Türkei. Dimensionen 0·02—0·025 Millimeter.

„ 2. Lichtbild dieser Zwillingskrystalle. Die feinen Linien stellen die Zonen [102 . $\bar{1}$02] und [102 . 111] dar. In der Mitte die Position h 001, in welcher die Lichtbilder beider Individuen zusammenfallen.

„ 3. Pyrit von unbekanntem Fundort. Lichtbild der Würfelfläche nach Entfernung der Goethithaut.

„ 4. Pyrit von Elba. Lichtbild der Würfelfläche nach Entfernung der Goethitrinde.

„ 5. Brauneisenerz nach Pyrit von Boros Jenö mit Entkantungen und Aetzfiguren

„ 6. Verschiedene Formen von Aetzfiguren auf diesen Pseudomorphosen. Dimensionen 1—2 Millimeter.

„ 7. Lichtbild der Pyritoëderfläche. Vergl. Text, pag. 8.

„ 8. Ein Stück der angeätzten Kante (1$\bar{1}$2 . 210) des Krystalls. Fig. 5.

„ 9. Zinkblende von Přibram. Natürliche Aetzung der Dodekaëderfläche. Die dargestellte Partie zeigt in der unteren Hälfte die Fläche 101 in normaler Stellung, in der oberen Hälfte den benachbarten Theil einer Zwillingslamelle. Die Aetzfiguren sind von negat. Tetraëderflächen gebildet. Dimensionen derselben 0·005 – 0·006 Millimeter.

„ 10. Zinkblende von Freiberg. Lichtbild der natürlich geätzten negativen Tetraëderfläche.

„ 11. Aetzhügel von Dodekaëderflächen begrenzt auf der positiven Tetraëderfläche desselben Krystalls. Dimensionen 0·01—0·02 Millimeter.

„ 12. Lichtbild des natürl. geätzten Magnetit von Binnenthal in stereometrischer Projection.

II. Untersuchungen am Manganit, Polianit und Pyrolusit.

Von R. Köchlin.

(Mit Tafel II.)

Kaum in irgend einer Gruppe des Mineralreiches dürfte je grössere Verwirrung geherrscht haben, als in der Gruppe der Manganoxyde. Unrichtige Bestimmungen, theils durch die Unvollkommenheit der Untersuchungsmethoden, theils aber auch durch Schwierigkeiten veranlasst, die das Material thatsächlich in reichem Masse auch unseren heutigen Hilfsmitteln gegenüber aufweist, vielfache Verwechslungen, zu denen eine nicht ganz glückliche Namengebung nur zu leicht Gelegenheit bot, haben bewirkt, dass diese Verwirrung im Verlaufe der Forschung nicht nur nicht geklärt, sondern eher vergrössert wurde. In voller Würdigung dieser Thatsachen hat Haidinger es unternommen, eine Untersuchung dieser Gruppe selbstständig, nahezu unabhängig von früheren Resultaten, durchzuführen. Er hat die einzelnen Gattungen zuerst genau charakterisirt und, was nicht zu unterschätzen ist, mit kurzen, nicht zu verwechselnden Namen versehen.

Damit war zum erstenmale Ordnung in das Chaos gebracht und waren alle Zweifel und Fragen, wie es schien, endgiltig gelöst. Wenn man aber die heutigen Erfahrungen über diese Gruppe überblickt, so findet man, dass noch einige wichtige Punkte klarzustellen sind.

Nach Haidinger haben sich allerdings nur sehr wenige Forscher mit diesem Gegenstande eingehend beschäftigt, wie Breithaupt und Groth, aber die Untersuchungen derselben haben neben neuen Thatsachen auch neue Zweifel und Fragen zu Tage gefördert, von denen einige bis jetzt nicht gelöst worden sind.

Haidinger stellte anfangs folgende Gattungen in dieser Gruppe auf: 1. Manganit, 2. Hausmannit, 3. Braunit, 4. Psilomelan[1]); später kam als 5. Gattung noch der Pyrolusit[2]) dazu. Im Jahre 1844

[1]) Haidinger, On the crystalline forms and properties of the Manganese Ores. — Trans. soc. Roy. Edinb. 1826, IV, pag. 41—50.

[2]) Mineralogical account of the Ores of Manganese. Ib. 1828, IX, pag. 304—309.

beschrieb Breithaupt noch eine neue Gattung — den Polianit.[1]) Breithaupt hatte diese Gattung zwar schon im Jahre 1823 als neu aufgestellt, genauere Angaben lieferte er aber erst nach fortgesetzten Untersuchungen in der obengenannten Arbeit. Diese Gattung wollte Haidinger nicht anerkennen[2]), sondern erklärte sie als Pseudomorphose von Braunit nach Pyrolusit. Breithaupt hingegen folgert aus seinen Untersuchungen, dass der Pyrolusit „kein Mineral in mineralogisch bestimmbarem Zustande, sondern ein aus zwei unzweifelhaft selbstständigen Mineralien, aus Manganit und Polianit, durch Zerstörung derselben entstandener Körper sei.“[3])

Groth[4]) wieder spricht auf Grund der Messungen Hirsch's, die für Pyrolusit und Polianit einen dem Manganit entsprechenden Prismenwinkel ergaben, die Ansicht aus, dass „die Angaben Breithaupt's über die Krystallform des Polianit einer Revision bedürfen.“

In derselben Arbeit spricht Groth auf Grund seiner umfangreichen krystallographischen Untersuchungen über den Manganit die Ueberzeugung aus, dass der von Haidinger als hemiëdrisch bezeichnete Manganit holoëdrisch sei.

Die fraglichen Punkte sind also kurz gefasst:

1. Die Hemiëdrie des Manganit;
2. die selbstständige Existenz des Polianit, sowie das Verhältnis der an ihm beobachteten Krystallform zu der des Manganit;
3. das Verhältnis des Pyrolusit zu dem angeblichen Polianit.

Der Versuch einer Lösung dieser Fragen ist der Vorwurf für die vorliegende Arbeit, die ich in dem mineralogisch-petrographischen Institute der Wiener Universität ausführte. Die Anregung zu derselben verdanke ich dem Director des genannten Institutes, Herrn Hofrath Dr. G. Tschermak, dem ich dafür, sowie für die werthvollen Rathschläge, die er mir im Laufe der Arbeit zu Theil werden liess, und nicht minder für die freigebige Ueberlassung und Neuanschaffung von Untersuchungsmaterial hiermit meinen ergebensten Dank ausspreche. Desgleichen kann ich nicht umhin, Herrn Dr. M. Schuster, der mir stets mit Rath und That zur Seite stand,

---

[1]) Breithaupt, Ueber die Manganerze etc. Pogg. 61, 1844, pag. 187–200.

[2]) Haidinger, Handb. d. bestimmenden Mineralogie. Wien 1845, pag. 306.

[3]) Breithaupt, l. c. Pogg. 61, 1844, pag. 196.

[4]) Groth, Die Min.-Sammlung d. Univ. Strassburg. Strassburg-London 1878, pag. 112.

für die viele mir geopferte Zeit und Mühe meinen verbindlichsten Dank zu sagen.

Indem ich mich bei der folgenden Darstellung hauptsächlich an die chronologische Reihenfolge der Untersuchungen halte, beginne ich mit der Frage der Hemiëdrie des Manganit.

Manganit.

Nachdem schon Groth, dem ein so ausserordentlich reiches Material an schönen Maganitstufen zur Verfügung stand, wie ich es auf keine Weise mir hätte verschaffen können, den Manganit in krystallographischer Hinsicht auf das gründlichste untersucht hatte, ohne dadurch die besagte Frage endgiltig lösen zu können, sah ich davon ab, neuerdings Messungen an dem Manganit vorzunehmen. Die Frage konnte auf anderem, vielleicht sichererem Wege, auf dem der Aetzung, entschieden werden.

Aetzmittel und Verfahren. Als Aetzmittel empfahl sich dem chemischen Verhalten des Manganit zufolge von vorneherein am meisten die Salzsäure. In der That erwiesen sich auch bald andere Säuren (Schwefelsäure, Salpetersäure) als unbrauchbar. Doch selbst die Versuche mit Salzsäure ergaben lange kein Resultat.

Es wurde damit begonnen, dass Manganitkrystalle in kalte, concentrirte Salzsäure eingelegt, von Zeit zu Zeit herausgenommen und die Wirkung beobachtet wurde. Dabei zeigte es sich, dass glatte Krystallflächen, selbst nach mehrstündiger Einwirkung der Säure, nur so wenig angegriffen waren, dass sich auch unter dem Mikroskope keine deutlichen Aetzfiguren wahrnehmen liessen. Wurden die Krystalle aber noch länger, etwa über Nacht, in der Säure belassen, so zerfielen dieselben, da die Säure offenbar von der Bruchfläche der Krystalle aus in das Innere drang und sie auf diese Weise zerstörte, bevor glatte Aussenflächen genügend geätzt waren.

Nun wurde verdünnte Salzsäure bei etwas erhöhter Temperatur versucht. Das Resultat war ein ähnliches. Für glatte Krystallflächen war die Wirkung nicht energisch genug, während bei längerer Einwirkung der Säure die Krystalle zerfielen. Salzsäuredämpfe ergaben kein besseres Resultat. Alle diese Versuche liessen aber vermuthen, dass es nöthig sei, energischer einzuwirken, um die glatten Krystallflächen anzugreifen, aber kürzere Zeit hindurch, damit die Säure nicht Zeit habe, den Krystall von innen aus zu zerstören.

Infolge dessen wurde nun heisse, concentrirte Salzsäure angewendet, die Einwirkung aber nach sehr kurzer Zeit unterbrochen. Bald zeigte es sich, dass das ein Weg sei, um brauchbare Aetzfiguren zu erhalten. Eine Reihe weiterer Versuche lehrte schliesslich, dass am besten folgendes Verfahren anzuwenden sei. Von einer Mischung aus Salzsäure und Wasser im Verhältnisse von etwa 6 : 1 werden ungefähr 2 Cubikcentimeter in eine Eprouvette gegeben, bis zum Kochen erhitzt, und nun der zu ätzende Krystall eingeführt. Nach zwei, höchstens drei Minuten wird die Säure abgegossen, mit Wasser nachgespült, der Krystall auf ein Uhrglas gebracht, wo er völlig rein gewaschen wird, worauf er zwischen Filtrirpapier getrocknet werden kann.

Aetzfiguren. Die Aetzfiguren, welche dabei entstehen, sind in allen Fällen Aetzgruben.

Die Prismenflächen sehen nach der Aetzung im allgemeinen rauh, manchmal sammtartig aus. Die Figuren sind klein und mit freiem Auge selten erkennbar. Unter dem Mikroskope allerdings sichtbar, sind sie doch so gehäuft oder in Reihen angeordnet, dass sich die Form der einzelnen Figuren nirgends völlig klar erkennen lässt; dennoch tritt der monosymmetrische Charakter derselben ziemlich deutlich hervor, wie aus den Fig. 1 und 2, Taf. II ersichtlich ist. Fig. 1 zeigt, wie die einzelnen Aetzfiguren sich zu Gruppen vereinigen, Fig. 2 *a*—*d* gibt einzelne Typen derselben.

Ein weit klareres Bild dieser Figuren erhält man, wenn man die geätzten Flächen am Goniometer einspiegeln lässt. Die Lichtbilder, deren eines in Fig. 3 *a* dargestellt ist, setzen den monosymmetrischen Charakter der Aetzfiguren ausser jeden Zweifel. Am schönsten zeigen diese Bilder die Flächen des Grundprismas $m = (110)$. Hier liegen die Aetzfiguren so, dass sich die Schenkel der Lichtbilder von (110) und $(1\bar{1}0)$ gegen einander öffnen (Fig. 4). Auf den Flächen des Prismas $l = (120)$ hingegen, auf denen das Bild allerdings nur selten deutlich zu sehen ist, im besten Falle so, wie es Fig. 3 *b* andeutet, liegen die Aetzfiguren derart, dass sich die Schenkel der Bilder von (120) und $(\bar{1}20)$ gegeneinander öffnen (Fig. 4). Wenn Prismen auftreten, in deren Symbol $(hk0)$ k einen grösseren Werth als 2 hat, liegen die Aetzfiguren ebenso wie auf $l = (120)$. Sind die Prismen nach der *b*-Axe sehr stumpf, so schliessen sich die Schenkel der Lichtbilder von $(hk0)$ und $(\bar{h}k0)$ zu einer langezogenen elliptischen Figur, in deren Mitte man dann gewöhnlich einen, häufiger aber zwei

parallele Lichtstreifen bemerkt, die von sehr schmalen *b*-Flächen herrühren dürften (Fig. 4).

Ob auf Prismenflächen, in deren Symbol $h > k$ ist, die Aetzfiguren so wie auf $m = (110)$ liegen, was man nach Analogie aus dem für Prismen mit $h < k$ Gesagten schliessen dürfte, konnte ich nicht constatiren, da ich keine Gelegenheit hatte, solche Prismen zu beobachten.

Es war natürlich sehr wünschenswerth, auch andere Flächen zu ätzen. Krystalle mit schönen Pyramiden oder Domen standen mir aber nicht zur Verfügung. Es blieben daher nur die Endflächen übrig. Natürliche Endflächen, die zur Aetzung geeignet gewesen wären, fanden sich allerdings auch nicht vor; denn die Basis war stets sehr stark gestreift, Längs- und Querflächen nur selten vorhanden und dann immer nur sehr schmal ausgebildet. Die Untersuchung musste sich also auf Spaltflächen beschränken.

Die Spaltbarkeit nach (010) wird für Manganit als sehr vollkommen angegeben. In der That liessen sich die Krystalle nach dieser Richtung auch sehr leicht spalten; die auf diese Weise erhaltenen Flächen waren aber nie schön und eben. Nachdem ich eine Reihe von Krystallen gespalten hatte, drängte sich mir die Ueberzeugung auf, dass nicht einheitliche Individuen, sondern stets Krystallbündel oder, besser gesagt, Aggregate hypoparalleler Individuen vorlagen.

Die Spaltflächen waren entweder in schwache, parallele Wellen gefaltet, wie von Individuen, die zwar parallele *c*-Axen, aber etwas gegeneinander geneigte *a*- und *b*-Axen haben oder aber die Wellen griffen im Zickzack ineinander, wie von Individuen, in denen sämmtliche Axen etwas gegeneinander geneigt sind. Die Neigungen sind allerdings nicht gross, aber die Erscheinung doch ganz deutlich. Sie macht sich besonders geltend, wenn man solche Spaltflächen am Goniometer einspiegeln lässt. Man wird dabei, vorausgesetzt, dass der Krystall so justirt ist, dass die *c*-Axe der Limbusaxe parallel ist, Bilder bekommen, die gewöhnlich zwei untereinander und der Limbusebene parallel laufende Streifen bilden. Die Positionen der entsprechenden Bilder in beiden Streifen sind dabei um circa 45′ gegeneinander verschoben, die Positionen der Bilder in demselben Streifen ergeben Winkel von circa 1° 30′, die äussersten von circa 5° zu beiden Seiten eines meist helleren Hauptbildes. Ich habe

gesucht, ein bestimmtes Gesetz dieser Erscheinung zu finden, doch ist dies nicht gelungen. Dennoch möchte ich glauben, dass in der Art der Aggregation eine gewisse Regelmässigkeit herrscht.

Durch die besprochene Erscheinung aufmerksam gemacht, habe ich alle mir zugänglichen Manganitstufen, besonders die der Sammlungen des mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institutes und die des k. k. Hofmuseums durchgesehen und dabei gefunden, dass sich diese Erscheinung fast ohne Ausnahme auch an den ganzen Krystallen verfolgen lässt, wenigstens an denen, die säulenförmig ausgebildet sind. An grossen Manganitkrystallen, besonders an solchen, bei denen der Kopf aus vielen Krystallenden zusammengesetzt erscheint, zeigt sich deutlich, wie die Kanten der Prismenzone convergiren oder divergiren. Hier ist dies auch gar nicht auffällig, da es ja klar ist, dass der Krystall ein Bündel von Einzelindividuen darstellt. Aber auch an Krystallen, deren Prismenzone schön ausgebildet ist und glatte Flächen zeigt, lässt sich beobachten, dass die Basis nicht ganz einheitlich ist. Dieselbe ist bekanntlich fast stets parallel der *b*-Axe gerieft; senkrecht zu dieser Riefung nun zeigt sie sich meist, besonders, wenn man sie einspiegeln lässt, schwach gebrochen. Besonders auffallend war dies an einem sehr schönen Krystalle, den ich im k. k. Hofmuseum gesehen habe, weil derselbe eine ungewöhnlich glatte, fast gar nicht geriefte Basis aufwies.

Die Spaltflächen werden durch die Aetzung sehr stark angegriffen und sind für die Untersuchung deshalb nicht sehr geeignet. Es wurde daher versucht, eine solche durch Spaltung eines grossen Krystalles erhaltene Fläche vor der Aetzung eben zu schleifen und zu poliren. Dieselbe zeigte danach die verschiedenen Partien durch verschiedenen Schimmer ausgezeichnet. Nach der Aetzung waren verschiedene Stellen auch ungleich angegriffen. Der grösste Theil war wieder rauh, ein Theil jedoch glatt. Dieser zeigte nun schöne, grosse Aetzfiguren (Fig. 5 *a*—*g*), die schon mit freiem Auge deutlich erkennbar waren.

In keinem Falle aber gelang es, Lichtbilder von geätzten Spaltflächen zu erhalten. Im allgemeinen waren die schon an und für sich nicht ebenen Flächen zu stark angegriffen, als dass die Bilder der einzelnen Theile sich zu einem klaren combinirten Bilde hätten vereinigen können; in dem einen, oben erwähnten Falle, wo eine

Stelle glatt geblieben war, war diese, durch Zudecken der übrigen Theile isolirt, offenbar zu klein und die Aetzfiguren zu wenige, um ein deutliches Bild zu geben. Doch glaube ich, dass die Aetzfiguren (Fig. 5) hier so deulich disymmetrisch sind, dass über den Charakter der Fläche wohl kein Zweifel sein kann.

Aus dem monosymmetrischen Charakter der Aetzfiguren und deren Lichtbildern, welche die Prismenflächen zeigen, sowie aus dem disymmetrischen Charakter der Aetzfiguren auf den Spaltflächen nach (010) muss nun nothwendig geschlossen werden, dass der Manganit nicht, wie die krystallographischen Untersuchungen Haidinger's ergaben, hemiëdrisch, sondern dass er, was Groth schon als wahrscheinlich hinstellte, holoëdrisch sei.

Ich möchte noch erwähnen, dass die Zeichnungen der Aetzfiguren nach Gelatineabdrücken der geätzten Flächen angefertigt wurden. Diese Abdrücke zu erhalten, ist meist ziemlich schwierig; denn die grosse Rauheit der geätzten Flächen verhindert ein leichtes Ablösen der Gelatinehaut. Der Versuch zerstört dann häufig nicht nur diese, sondern oft auch die geätzte Fläche, da Theile derselben mit der Gelatinehaut sich lostrennen.

Eine Beobachtung, die ich zufällig am Manganit machte, sei hier noch angeführt. Wird ein Splitter eines Manganitkrystalles zwischen zwei Glasplatten zerdrückt und werden die auf diese Weise entstandenen, feinen Splitterchen unter dem Mikroskope betrachtet, so zeigt es sich, dass stets eine Anzahl derselben durchsichtig ist. Diese Thatsache war allerdings, wie ich nachträglich fand, schon bekannt; denn Hausmann[1]) und Thomson[2]) führen an, dass Manganit in dünnen Lamellen bräunlich durchscheinend ist. Der Versuch, diese Eigenschaft des Manganit für die Untersuchung zu verwenden, blieb leider ohne Erfolg. Die winzigen Splitterchen, die man durch das Zerdrücken erhält, sind erstens zu klein, als dass sie eine genauere Untersuchung gestatten würden und zweitens kann ihre krystallographische Orientirung nicht sicher constatirt werden. Immerhin aber lassen sie deutliche Auslöschung und Dichroismus erkennen, und zwar ist nach einer Richtung, die der Hauptaxe parallel sein dürfte, das Braun etwas dunkler und nähert sich dem Roth, nach der dazu senkrechten etwas lichter mit Annäherung an

[1]) Hausmann, Handb. d. Min. Göttingen 1847, II, pag. 391.

[2]) Thomson, Outlines of Min. and Geol. London 1836, I, pag. 502.

das Gelb. Axenbilder waren im convergenten Lichte nicht wahrzunehmen. Der Versuch, Dünnschliffe herzustellen, misslang gänzlich. Selbst wenn die Schliffe schon so dünn waren, dass einige weitere Striche über die Schleifplatte genügten, dieselben völlig aufzureiben, waren sie noch nicht einmal an den Rändern durchscheinend.

Polianit.

Ich wende mich nun der zweiten Frage zu, welche die Selbstständigkeit der Existenz des Polianit und weiters die krystallographischen Verhältnisse desselben betrifft.

Was zunächst die Existenz des Polianit anbelangt, scheint es, dass nur Haidinger dieselbe in Zweifel zog. Derselbe führt zwar unter den Manganerzen als Gattung auch den Polianit an[1]), fügt aber als Anmerkung hinzu: Braunit, pseudomorph nach Pyrolusit. An anderer Stelle[2]) führt er diese Ansicht weiter aus und sagt unter anderem: „Mikroskopisch kleine Braunitkryställchen sind auf der Oberfläche der ursprünglichen Pyrolusitkrystalle abgesetzt und von dieser stets wie sammtartig aussehenden Hülle geht die Veränderung im Innern aus . . . . .“ Wenn ich nach den Erfahrungen, die ich bei den Messungen an den verschiedenen Manganoxyden gemacht habe, auch einige Zweifel hege, dass es möglich sei, mikroskopische Krystalle einer dieser Gattungen sicher bestimmen zu können, so ist doch das Aeussere, vorerst die Farbe des Braunit und des echten Polianit so verschieden, dass dieselben nicht leicht zu verwechseln sind. Man kann daher annehmen, dass Haidinger wirklich Pseudomorphosen von Braunit nach Pyrolusit vor sich gehabt habe, nicht aber Stücke, die der von Breithaupt für den Polianit aufgestellten Charakteristik entsprochen haben dürften. Eine Leugnung der selbstständigen Existenz des Polianit auf Grund der von Haidinger beschriebenen Stücke müsste daher als hinfällig bezeichnet werden und scheint von den Mineralogen auch als solche betrachtet worden zu sein; wenigstens findet man bei keinem Autor die Ansicht Haidinger's auch nur erwähnt.

Der echte Polianit ist nach Breithaupt durch eine Härte ausgezeichnet, die der des Quarzes nahe kommt und durch eine „lichte, stahlgraue Farbe“. Diese zwei Eigenschaften sind vollkommen

[1]) Haidinger, Handb. d. best. Min. Wien 1845, pag. 555.

[2]) Haidinger, Ib. pag. 306.

genügend, um ihn sicher von den anderen Manganerzen zu unterscheiden. Denn der Braunit, der fast dieselbe Härte hat, ist stets dunkel gefärbt, die Gattungen aber, die hie und da lichte Farbe zeigen, wie Manganit und besonders Pyrolusit, sind bedeutend weicher.

Die Krystallform des Polianit ist nach der Beschreibung Breithaupt's die, welche bis dahin nur als typisch für den Pyrolusit angesehen wurde und die auch als solche sich bei Haidinger[1]), Phillips, Naumann u. A. abgebildet findet.

Stufen mit Krystallen, welche die lichte Farbe mit der hohen Härte vereinigen, also der von Breithaupt für den Polianit aufgestellten Charakteristik entsprechen, sind jedenfalls ziemlich selten. Ich habe nur vier dieser Stufen gesehen; eine derselben, die von Platten in Böhmen stammt, befindet sich in der Sammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität, zwei, von demselben Fundorte, sind in der Sammlung des k. k. Hofmuseums, und eine, die angeblich von Wolfsberg stammen soll, brachte unlängst Herr Oberbergrath Lhotsky zur Bestimmung in das Hofmuseum.

Alle vier Stufen haben genau gleichen Charakter. Die Krystalle, welche licht stahlgraue Farbe und sehr hohe Härte besitzen, sind 1—1·5 Millimeter lang, haben sehr glänzende, scheinbar ebene Flächen in der Prismenzone, hingegen meist drusige, zum mindesten rundliche, obwohl glänzende Flächen auf den Köpfen und sind zu Krystallstöcken vereinigt, die annähernd rhombische bis 1 Centimeter lange Prismen bilden.

Diese Stücke waren für die Existenz des Polianit beweisend und es handelte sich nur noch darum, die Krystallform zu untersuchen. Groth hat nämlich, wie oben erwähnt, auf Grund von Messungen Hirsch's, sowohl an Pyrolusiten, wie auch an einem angeblich echten Polianit von Platten, die einen dem Manganit entsprechenden Prismenwinkel ergaben, die Richtigkeit der Angaben Breithaupt's in Bezug auf die Krystallform des Polianit in Zweifel gezogen. Diese Frage zu entscheiden, waren neue Messungen nothwendig.

Das Material, das der ersten der oben erwähnten Stufen entnommen wurde, stellte mir Herr Hofrath Tschermak zur Verfügung.

Krystallform. Nachdem die Krystalle, wie gesagt, nicht einzeln aufsitzen, sondern zu Krystallstöcken vereinigt sind, war es,

[1]) Haidinger, Min. account of the Ores of Manganese. Taf.: Fig. 24.

besonders bei der grossen Härte des Materiales, schwierig, für die Messung brauchbare Individuen zu erhalten. Einzelne Individuen zu isoliren, zeigte sich bald als unthunlich, weshalb ich mich begnügen musste, wenigstens solche Gruppen von Krystallen herauszupräpariren, die es gestatteten, den grössten Theil der Prismenzone eines Individuums zu messen. So schön übrigens die Krystalle mit ihren stark glänzenden Flächen aussahen, so wenig geeignet erwiesen sie sich bald für genaue Messungen. Abgesehen davon, dass viele scheinbar einfache Individuen, sich am Goniometer doch noch als annähernd parallele Verwachsungen mehrerer Individuen erwiesen, ein Umstand, der die äusserste Aufmerksamkeit nothwendig machte, waren die Resultate der Messungen an Individuen, die zweifellos einfach[1]) waren, derart variirend, dass es lange fraglich war, wie dieselben zu deuten seien, um eine Uebereinstimmung zu erzielen. Die Flächen gaben nämlich fast niemals einzelne Reflexe, sondern meistens eine ganze Reihe derselben; da weiters in diesen Reihen gewöhnlich keine der einzelnen Positionen sich durch Lichtstärke oder Schärfe besonders auszeichnete, war es schwer zu entscheiden, welche als die richtige anzunehmen sei. So kam es, dass ich lange im Zweifel blieb, ob hier ein tetragonales oder rhombisches Mineral vorliege. Erst nachdem etwa 20 Krystalle genau durchstudirt waren, fand sich der Schlüssel zum Verständnisse derselben, worauf ich später noch zurückkomme.

Eines hingegen war bald klar: Krystalle von der Form des Manganit lagen nicht vor. Ich wählte nun unter den Winkeln, welche die Messungen ergeben hatten, die am sichersten bestimmten und am häufigsten auftretenden aus und versuchte, sie auf das Axenverhältnis des Polianit zu beziehen. Als Grundwinkel desselben gibt Phillips[2]) die folgenden an:

$$011 : 010 = 57°43'$$
$$101 : 001 = 31°00'$$
$$110 : 100 = 46°26'$$

---

[1]) Der Ausdruck „einfach" will hier so viel sagen, als frei von Theilen parallel verwachsener Individuen; denn wirklich einfache Individuen kommen, wie später gezeigt werden soll, überhaupt nicht vor.

[2]) Phillips, Element. Introd. to Min. New Edit. by Brooke, Miller. London 1852, pag. 234.

Daraus ergibt sich das Axenverhältnis:

$$a : b : c = 1{\cdot}10513 : 1 : 0{\cdot}63177.$$

Wenn man dieses Axenverhältnis zu Grunde legt, so entsprechen die ausgewählten Winkel einer Combination von:

(100) . (010) . (310) . (130) . (334),

dazu käme noch das Grundprisma (110); dieses war aber nur an wenigen Krystallen, und auch da nur in Spuren vorhanden. (310) und (130) herrschen im allgemeinen vor, während (100) und (010) meist nur untergeordnet, als schmale Abstumpfungen auftreten. Der von Breithaupt untersuchte Polianit zeigte eine andere Combination, nämlich die drei Pinakoide mit dem Grundprisma und einem flachen Längsdoma, wie es die oben (pag. 30) erwähnten Abbildungen zeigen. Diese Form habe ich allerdings auch beobachtet, doch war die Substanz stets Pyrolusit.

In der folgenden Winkeltabelle gebe ich neben den gerechneten Werthen nur einzelne von den gemessenen, da es bei den grossen Schwankungen der letzteren, für die ich später eine Erklärung zu geben versuchen will, nicht am Platze schien, Mittelwerthe zu verwenden.

Symbole der Flächen	Gerechnet	Gemessen
(100) : (310)	19° 18′ 46″	19° 5′, 19° 10′,
(010) : (130)	17 35 30	17 33, 17 36
(130) : ($\bar{1}$30)	35 11 00	35 00, 35 5, 35° 16′
(310) : (130)	53 5 44	52 55, 53 00, 53 20
(334) : (310)	60 51 00	60 20—62 5
(334) : (130)	60 31 41	
(334) : (3$\bar{3}$4)	46 43 20	43 45

Sämmtliche Winkel der Prismenzone schwankten zwischen 12°—20° einerseits und 48° 45′—55° andererseits als äusserste Grenzen; am häufigsten aber traten Winkel auf, die nahe an 35° und 54° lagen. Daneben wiederholten sich fortwährend Winkel von 1°—6°. Beispielsweise mögen die gemessenen Winkel der Prismenzone eines Krystalles der Reihe nach angeführt werden:

34° 5′, 54° 00′, 16° 20′, 17° 55′, 4° 5′, 48° 45′.

Aus diesem einen Beispiel, sowie aus den oben angeführten Grenzen, zwischen denen die einzelnen Werthe schwankten, die sich dann in mannigfacher Weise combinirten, ist wohl ersichtlich, dass es kaum möglich schien, die einzelnen Messungen in Uebereinstimmung zu bringen.

Zwillingsbildung. Ohne näher auf die verschiedenen Stadien der Untersuchung einzugehen, deren Darstellung kaum weniger langwierig wäre, als diese selbst, sei gleich hervorgehoben, dass sich schliesslich eine Erklärung der Erscheinungen aus der Annahme einer Zwillingsbildung nach (110) ergab.

Wie Fig. 6, Taf. II zeigt, liefert diese Annahme die folgende Combination von Winkelwerthen in der Primenzone:

$(1\bar{3}0) : (\underline{\bar{1}30}) = 57°41'00''$	$(010) : (\underline{3\bar{1}0}) = 22°11'46''$	
$(310) : (\underline{310}) = 54°14'28''$	$(100) : (\underline{130}) = 20°27'30''$	$(130) : (\underline{3\bar{1}0}) = 39°46'16'$
$(310) : (130) = 53°5'44''$	$(100) : (310) = 19°18'46''$	$(310) : (\underline{3\bar{1}0}) = 38°37'32''$
$(\underline{130}) : (130) = 51°57'00''$	$(010) : (130) = 17°35'30''$	$(130) : (\bar{1}30) = 35°11'00''$
$(3\bar{1}0) : (\underline{\bar{3}10}) = 48°30'28''$	$(010) : (\underline{310}) = 16°26'46''$	$(\underline{310}) : (\bar{1}30) = 34°2'16''$
	$(\underline{100}) : (\bar{1}30) = 14°43'30''$	
	$(130) : (\underline{310}) = 1°8'44''$	
	$(010) : (\underline{100}) = 2°52'00''$	
	$(\bar{1}30) : (\underline{3\bar{1}0}) = 4°35'16''$	
	$(\bar{1}10) : (\underline{1\bar{1}0}) = 5°44'00''$	

Daraus bekommt man als Grenzwerthe $48°30'28''—57°41'00''$, $14°43'30''—22°11'46''$, $1°8'44''—5°44'00''$.

Wenn sich nun auch diese Grenzwerthe mit denen der gemessenen Winkel nicht vollständig decken, so muss man bedenken, dass sich einerseits in der grossen Masse der Reflexe, die theilweise sehr lichtschwach waren, leicht manche der Beobachtung entziehen mochten, wodurch einzelne Werthe ausfallen können, und dass andererseits die Flächen, abgesehen von der durch die Zwillingsbildung hervorgerufenen Complication, an und für sich keine einheitlichen Reflexe gaben, wodurch wieder leicht Fehler der Messung entstehen konnten.

Dass aber die Annahme dieser Zwillingsbildung die sonst unverständlichen Resultate der Messungen erklären könne, soll an dem einen oben angeführten Beispiele gezeigt werden:

Symbole	$(\bar{1}30) : (\underline{310})$	$(\underline{310}) : (310)$	$(310) : (\underline{010})$	$(\underline{010}) : (\underline{\bar{1}30})$	$(\underline{\bar{1}30}) : (3\bar{1}0)$	$(3\bar{1}0) : (\underline{\bar{3}10})$
Gemessen	34°5'	54°	16°20'	17°55'	4°5'	48°45'
Gerechnet	34°2'16''	54°14'28''	16°26'44''	17°35'30''	4°35'16''	48°30'28''

In ähnlicher Weise lassen sich die Differenzen der Winkel zu den Pyramidenflächen erklären. Der Winkel von $(1\bar{3}0) : (3\bar{3}4)$ ist zu $60°31'41''$ berechnet; nimmt man aber einen Zwilling nach (110) an und rechnet den Werth für $(1\bar{3}0) : (\underline{\bar{3}34})$, so bekommt man einen

Winkel von 62°15′6″; der grösste gemessene Winkel ist aber 62°5′, also damit ziemlich übereinstimmend. Rechnet man ferner den Winkel für (334):($\bar{3}\bar{3}4$), so bekommt man 44°18′40″; der gemessene Winkel ist 43°45′.

Würde man gleichzeitig eine Verzwillingung nach (110) und ($1\bar{1}0$) annehmen, so könnte man fast alle gemessenen Winkel erklären.

Wenn bei diesen Untersuchungen auch auf eine besondere Genauigkeit der Messung wegen der ungünstigen Beschaffenheit des Materiales verzichtet werden musste[1]), so glaube ich immerhin aus den Ergebnissen schliessen zu können, dass das angenommene Axenverhältnis wenigstens ein angenähert richtiges ist. Jedenfalls glaube ich bewiesen zu haben, dass dem Polianit eine eigene, vom Manganit verschiedene Krystallform zukommt.

Pyrolusit.

Ich gehe nun zu der dritten Frage über, welche den Pyrolusit betrifft. Dieser wurde bisher meist mit dem Polianit zu einer Gattung vereinigt, indem dieser als „sehr reiner Pyrolusit" bezeichnet wurde. Beide sollen Manganhyperoxyd sein. Trotz der angenommenen Gleichheit der Zusammensetzung soll aber der Pyrolusit eine Härte von 2—2·5 besitzen, während für den Polianit eine solche von 5·5—7 angegeben wird. Das war sehr auffallend; doch hat man versucht, diese Erscheinung auf einfache Weise zu erklären. Da nämlich der Pyrolusit erwiesenermassen grösstentheils ein Zersetzungsproduct ist, indem er, man kann sagen in den meisten Fällen, die Form des Manganit zeigt, als solches aber gewöhnlich lockeres Gefüge besitzt, so lag die Ansicht nahe, dass seine Härte nur scheinbar so klein, die geringe Widerstandskraft gegen mechanisches Eindringen nämlich nur eine Folge dieses lockeren Gefüges sei. Damit war für die auffallende Erscheinung allerdings eine Erklärung gefunden: ein Punkt blieb aber immer noch unklar: beide sollten nämlich auch verschiedene Krystallform besitzen, deren Grundwinkel folgende sind:

	Pyrolusit	Polianit
(011):(010)	68°47′	57°43′
(101):(001)	20°00′	31°00′
(110):(100)	46°50′	46°26′

[1]) Im allgemeinen mussten die Messungen an einem Goniometer ohne Fernrohr vorgenommen werden; nur sehr wenige Krystalle gestatteten die Anwendung eines Fernrohres.

Wenn man alle diese Umstände berücksichtigt, lässt sich die Frage in folgender Weise gliedern:

1. Sind Pyrolusit und Polianit in chemischer Hinsicht gleich oder verschieden?
2. Ist die Härte des Pyrolusit wirklich so gering, wie meist angenommen wird, oder ist dies nur scheinbar durch das lockere Gefüge hervorgerufen?
3. Hat der Pyrolusit eine selbstständige Krystallform?

Chemische Zusammensetzung. Die erste Frage beantwortet sich eigentlich von selbst, sobald man die Resultate der bisherigen Analysen betrachtet.

Rammelsberg[1]) führt in seinem Handbuche der Mineralchemie folgende Analysen an:

1. Polianit von Platten; Plattner.
2. Pyrolusit „ Elgersburg; Turner.
3. „ „ Ilefeld (?); „
4. „ „ Schweden; Arfvedson.

Die Resultate sind folgende:

	1.	2.	3.	4.
Sauerstoff . .	18·28	17·90	17·69	20·43
Manganoxydul .	81·40	80·44	80·06	77·71
Baryt	—	0·53	0·67	—
Wasser . . .	0·32	1·13	1·58	1·86

Diese Resultate lassen eines deutlich erkennen, dass nämlich der Pyrolusit einen grösseren Wassergehalt hat, als der Polianit. Diese Thatsache haben einige Versuche, die ich mit getrocknetem Pulver von Pyrolusit und Polianit anstellte, auch bestätigt. Der Polianit lieferte im Kölbchen nur einen kaum bemerkbaren Hauch von Wasserdampf, während bei dem Pyrolusit sich deutliche Wassertröpfchen absetzten.

Es war aber zu bedenken, ob nicht vielleicht das Pyrolusitmaterial, das zu den obigen Analysen verwendet worden war, ein durch Pseudomorphosirung aus Manganit entstandenes war. In diesem Falle wäre es immerhin nicht ausgeschlossen, den höheren Wassergehalt als Ueberrest von dem Wasser des Manganit zu erklären.

[1]) Rammelsberg, Handb. d. Mineralchemie. Leipzig 1860, pag. 140—141.

Nachdem darüber Angaben fehlen, war es nöthig, einige Versuche in dieser Richtung zu machen, die ich, von der freundlichen Erlaubnis des Herrn Prof. Ludwig Gebrauch machend, in dessen Laboratorium ausführte.

Zu denselben wurden zwei Pyrolusite verwendet, von denen der eine, wie ich mich durch Messung überzeugt hatte, Manganitform besass, der andere hingegen nicht. In beiden bestimmte ich den Wassergehalt, nachdem die gepulverte Substanz bei 100° bis zur Gewichtsconstanz getrocknet war, nach der Methode Sipöcz[1]), natürlich ohne Aufschliessung. Wie dieser Versuch zeigte, hatte der Pyrolusit, der in Manganitform auftrat, 1·11 Procent Wasser, der andere hingegen 1·96 Procent.

Damit war bewiesen, dass der höhere Wassergehalt des Pyrolusit keineswegs aus dem Manganit herstamme, und nun die Benützung der Angaben der alten Analysen über den Wassergehalt gestattet. Aus diesen Angaben ergibt sich aber erstens, dass der Pyrolusit einen höheren Wassergehalt hat, als der Polianit, also in chemischer Beziehung nicht völlig ident mit diesem ist; zweitens sieht man aus ihnen, wie auch aus meinen Bestimmungen, dass der Wassergehalt im Pyrolusit schwankend ist, und zwar zwischen 1 Procent und 2 Procent.

Härte. Ich will nun zunächst die Versuche über die Härte des Pyrolusit besprechen. Auf Anrathen des Herrn Hofrath Tschermak wurden sogenannte Polirversuche angestellt. Zu diesem Zwecke wurden glatte Glasplatten von einer Härte etwas über 5 ausgewählt, und versucht, ob das mittelst eines Lederlappens auf denselben hin und hergeriebene Mineralpulver im Stande sei, dieselben zu ritzen. Dabei sei bemerkt, dass es sich empfiehlt, das Leder nicht mit dem Finger auf das Glas zu drücken, sondern besser mit Hilfe eines abgerundeten Holzes, weil man auf diese Weise eine viel grössere Gewalt auszuüben im Stande ist. Nachdem jedesmal der Polirversuch mit dem Leder allein angestellt worden war, um zu prüfen, ob nicht vielleicht in diesem selbst schon harte Körperchen seien, die das Glas ritzen könnten, wurde mit dem Pulver von Polianit und Pyrolusit polirt, wobei auch Pyrolusit, der Manganitform zeigte, verwendet wurde.

Dabei ergab es sich, dass der Polianit stets das Glas ritzte, und zwar in unzähligen feinen Strichen, welche die Platte gleichmässig

[1]) Sipöcz, Ueber die Bestimmung des Wassers in Silicaten durch Aufschliessung mit kohlensaurem Alkali. Sitzungsb. Wien. Akad. 1877, LXXVI, II. Abth.

bedeckten, soweit das Pulver aufgerieben wurde. Auch der Pyrolusit ritzte das Glas, aber in anderer Weise. Es waren bei ungefähr gleicher Menge des Pulvers wie oben stets nur einzelne, ungleichmässig vertheilte Ritze zu sehen.

Man wird vielleicht auf die Vermuthung kommen, dass die einzelnen Ritze, die das Pyrolusitpulver hinterliess, von fremden, nicht dem Pyrolusit angehörenden Theilchen herrühren. Einen strengen Beweis des Gegentheiles zu geben, bin ich allerdings nicht im Stande, ich kann nur anführen, dass zu den Versuchen blos Pulver von guten, sorgfältig ausgewählten Krystallen verwendet wurde, wonach nicht leicht anzunehmen ist, dass Quarz oder ähnliche Substanzen demselben könnten beigemengt gewesen sein. Auch der folgende Umstand dürfte gegen die obige Vermuthung sprechen. Wenn man die Ritze unter dem Mikroskope betrachtete, so bemerkte man häufig am Ende derselben ein schwarzes Körperchen, offenbar jenes Partikelchen, das sie erzeugt hatte. Nachdem sich diese Theilchen, soweit man es beurtheilen konnte, in nichts von anderen des Pulvers unterschieden, so liegt kein Grund vor, sie für fremde, zufällige Beimengungen zu halten.

Aus dem Verhalten beider Substanzen bei den obigen Versuchen wird man daher schliessen dürfen, dass der Polianit durchwegs eine Härte besitzt, die grösser ist, als die des verwendeten Glases, also über 5 liegt, der Pyrolusit hingegen weichere und härtere Partien hat.

Krystallform. Es erübrigt nun noch die Besprechung der Untersuchungen über die Krystallform des Pyrolusit. Nach einer grösseren Reihe von Messungen kam ich zu dem Resultate, dass der grösste Theil des Pyrolusit, soweit er überhaupt gemessen werden konnte, Manganitform besitzt, also aus diesem entstanden ist. Davon machten nur diejenigen Pyrolusite eine Ausnahme, die dadurch charakterisirt sind, dass sie kurze rhombische Prismen bilden, mit denen meist nur die Basis oder ein sehr flaches Doma in Combination tritt. In selteneren Fällen kommt dazu noch die Quer- und Längsfläche, wodurch dann jene Form entsteht, die, wie schon erwähnt, meist als typisch für den Pyrolusit und Polianit angegeben wurde. Die Farbe dieser theils einzeln sitzenden, theils regellos gehäuften Krystalle ist gewöhnlich licht.

Bevor ich auf die nähere Beschreibung dieser Krystalle eingehe, will ich einige Pseudomorphosen nach Manganit erwähnen, die eine ungewöhnliche Ausbildung besitzen.

Pseudomorphosen nach Manganit. Die eine Art beobachtete ich an zwei Stufen aus der Universitäts Sammlung des Herrn Hofrath Tschermak, deren eine von Platten in Böhmen, deren andere von Macska-Mezö in Ungarn stammt. Auf beiden Stufen tritt der Pyrolusit in Begleitung von Bergkrystall auf und bildet grosse Krystalle, die auf der Plattner Stufe bis 1·5 Centimeter lang und dick, auf der anderen Stufe zwar ebenso lang, aber nur etwa 0·75 Centimeter dick sind.

Die meisten Krystalle zeigen zerfaserte Endigungen, wie solche bei dem Pyrolusit häufig sind; dazwischen sitzen aber einzelne kleinere Krystalle, die am Kopfe noch Flächen zeigen. Die Form dieser Krystalle ist in Fig. 7 und 8, Taf. II, möglichst naturgetreu wiedergegeben. Nachdem die Krystalle, wie schon aus der Zeichnung ersichtlich ist, keine ebenen Flächen besitzen, indem dieselben durch Streifung gestört sind, wozu noch der Umstand kommt, dass sie durch Veränderung schon etwas rauh geworden sind, war eine genaue Messung nicht möglich. Auch gelang es nicht, ganze Krystalle von der Stufe abzunehmen. Das ist für die Beschaffenheit des Pyrolusit überhaupt bezeichnend, dass Krystalle, die nur einigermassen dick sind, bei dem Versuche des Ablösens von der Unterlage regelmässig in Splitter zerfallen, sich gleichsam aufblättern.

Soviel konnte durch Messung aber constatirt werden, dass die Krystalle, auf das Axenverhältnis des Manganit bezogen, eine Combination von $m = (110)$, $e = (011)$ und einer Pyramide darstellen, der angenähert das Symbol (647) zukommt. Dasselbe wurde aus den Winkeln (647) : (011) und (647) : (110) gerechnet, für welche sich folgende Werthe ergeben haben:

Symbole	gerechnet	gemessen
(647) : (011)	29° 52′ 40″	29° 10′ 00″
(647) : (110)	58° 13′ 53″	58° 50′ 00″

Andere Winkel zu der Pyramide liessen sich nicht gewinnen, da die Krystalle, wie gesagt, zersplittert waren. Wenn daher die Bestimmung dieser Pyramide als etwas unsicher angesehen werden muss, so ergaben andererseits die Prismen- und Spaltflächen, sowie auch das Doma e genügend sichere Winkel, um das Vorhandensein von Manganitform ausser Zweifel zu stellen. Bemerkenswerth ist an dieser Pseudomorphose, dass sie eine Combination darstellt, die an

frischem Manganit noch nicht beobachtet wurde. Denn abgesehen von der Pyramide, die für den Manganit neu ist, falls ihr nämlich wirklich das Symbol (647) zukommt, ist die grosse Entwicklung von *e* bei so einfacher Combination ganz ungewöhnlich.

Interessanter noch ist eine Pseudomorphose von Pyrolusit nach Manganit, die ebenfalls von Macska-Mezö in Ungarn stammt. Auch diese stellte mir Herr Hofrath Tschermak gütigst zur Verfügung. Wie oben ist der Begleiter wieder Bergkrystall. Die Unterlage wird von einer dem Psilomelan ähnlichen Masse gebildet. Zwischen den Bergkrystallen ragen nun allenthalben äusserst nette, meist gut ausgebildete Pyrolusitkrystalle hervor, deren grösste eine Länge von 0·75 Centimeter erreichen und deren Form sie Schwertenden vergleichbar macht. Fig. 9 gibt das idealisirte Bild eines dieser Krystalle. Während nun einzelne derselben dieser idealen Form nur wenig nachstehen, sind die meisten nicht so vollkommen ausgebildet. Die Pyramiden zeigen nämlich häufig eine treppenförmige Entwicklung, die durch Alterniren der Pyramide Σ und des stumpferen Prismas *m* hervorgerufen sein dürfte. Die Krystalle entsprechen, auf das Axenverhältnis des Manganit bezogen, einer Combination von

$$m = (110)$$
$$d = (210)$$
$$\Sigma = (10.5.1).$$

Davon ist Σ am Manganit noch nicht beobachtet worden.

Die entsprechenden Winkel sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Zeichen — Symbole der Flächen		gerechnet	gemessen	Zahl der Kanten	Grenzwerthe
$b : m$	(010) : (110)	49° 50′ 00″	49° 46′	2	49° 43′ — 49° 49′
$b : d$	(010) : (210)	67° 7′ 00″	67° 15′	3	67° 2′ — 67° 34′
$b : \Sigma^1$	(010) : (10.5.1)	65° 21′ 20″	65° 21′	2	65° 7′ — 65° 35′
$\Sigma^1 : \Sigma^4$	(10.5.1) : ($\bar{1}$0.5.1)	127° 50′ 40″	127° 33′	2	127° 18′ — 127° 48′
$d : \Sigma$	(210) : (10.5.1)	8° 13′ 10″	8° 41′	2	8° 33′ — 8° 49′

Die gerechneten und gemessenen Winkelwerthe für die Pyramide Σ zeigen Differenzen bis fast 30′. Diese erklären sich wohl daraus, dass der Rechnung das möglich einfachste Symbol, nämlich (10.5.1), zu Grunde gelegt wurde, während den Mittelwerthen der

Messung ein viel complicirteres entspricht. Nachdem aber die Differenzen doch nicht so gross sind, dass sie nicht durch mangelhafte Ausbildung der Flächen leicht erklärt werden könnten, halte ich es für gerechtfertigt, sowohl das einfachere Symbol anzunehmen, als auch diese Form, obwohl nur an einer Pseudomorphose beobachtet, für den Manganit als neu aufzustellen. Ich habe sie deshalb auch mit dem Zeichen Σ versehen.

Ausser den genannten Formen treten an den Krystallen manchmal noch Querdomen auf, deren eines die Ecke zwischen d^1, d^2, Σ^1, Σ^2, deren anderes die Spitze der Pyramide abstumpft, wie es in Fig. 10 angedeutet ist. Leider gelang es nicht, einigermassen sichere Winkel zu diesen Flächen zu bekommen, weshalb auch die ihnen zukommenden Symbole nicht bestimmt werden konnten.

Das eben beschriebene Vorkommen scheint mir besonders interessant, erstens weil ich sonst weder auf Manganit-, noch auch auf Pyrolusitstufen gut ausgebildete Krystalle in dieser Form fand, und zweitens, weil es scheint, dass diese Form den meisten spiessigen Krystallen von Pyrolusit zu Grunde liegt, die so häufig auftreten, aber nicht messbar sind.

Pseudomorphosen nach Polianit. Ich komme nun auf jene Pyrolusitkrystalle zurück, welche nicht Manganitform zeigen. Es wurde eine ziemliche Reihe dieser Krystalle untersucht, und zwar solche von Horhausen, Johann-Georgenstadt und Szlana in Ungarn.

Wie schon oben pag. 37 erwähnt, bilden diese meist kurzen und dicken Krystalle Combinationen eines Prisma mit der Basis oder einem sehr flachen Längsdoma, unterscheiden sich also von der für den Pyrolusit und Polianit meist als typisch angenommenen Form (siehe pag. 30 und 32) nur durch das Fehlen der Längs- und Querfläche. Messbare Krystalle dieser letzteren Ausbildung fand ich nicht vor.

Da das flache Längsdoma stets stark gestreift war, wahrscheinlich durch Combination mit der Basis, so konnten einigermassen sichere Winkel davon nicht gewonnen werden. Die Untersuchung beschränkte sich also zumeist auf die Messung der Prismenwinkel. Leider führte auch diese zu keinem völlig befriedigenden Resultate. Die Prismenflächen gaben nämlich niemals einfache Reflexe, sondern stets eine ganze Reihe derselben. Vier oder fünf Lichtmaxima in einem Streifen waren die gewöhnliche Erscheinung. Immerhin konnte aber wieder

mit Wahrscheinlichkeit ein Mittelwerth festgestellt werden, und dieser ist der Prismenwinkel des Polianit.

Wenn man nämlich die Winkel zwischen den besten Reflexen nimmt, so bekommt man Werthe, die zwischen 92° 30′ und 93° 8′ schwanken; am häufigsten sind Werthe zwischen 92° 40′ und 92° 55′. Der Polianitwinkel wird nun zu 92° 52′ angegeben; der sich aus den obigen Werthen ergebende wahrscheinliche Winkel könnte von diesem nur um wenige Minuten verschieden sein. Für den Pyrolusit hingegen wird ein Winkel von 93° 40′ als eigenthümlich angeführt. Aehnliche Winkel habe ich nur zweimal beobachtet; doch müssen diese als ganz unzuverlässig bezeichnet werden, da in beiden Fällen die Reflexe sehr schlecht waren. Dazu kommt noch, dass andere Krystalle von derselben Ausbildung und von derselben Stufe, die viel bessere Reflexe gaben, den Polianitwinkel zeigten.

Wenn man auch die anderen Reflexe, die neben jenen auftreten, welche den Polianitwinkel ergeben, in Betracht zieht, so bekommt man Werthe, die von 93° 8′ herab bis zu 88° 30′ gehen. Von 93° 8′ aufwärts ergibt sich keine fortlaufende Reihe, sondern die grösseren Werthe liegen meist schon über 94° gegen 95° und darüber. Aus den angeführten Beobachtungen darf wohl der Schluss gezogen werden, dass die untersuchten Krystalle sämmtlich Polianitform besitzen.

Es wäre nun wichtig, die Frage zu beantworten, ob es überhaupt Pyrolusitkrystalle gibt, die eine von den untersuchten Krystallen verschiedene, u. zw. eigene Form besitzen.

Nach allem, was ich gesehen habe, scheint mir dies nicht wahrscheinlich. Denn obwohl ich alle mir zugänglichen Pyrolusit-Stufen, so namentlich die des k. k. Hofmuseums, genau durchgesehen und auch alles, was nur einigermassen Erfolg versprach, gemessen habe, fand ich weder andere Formen, noch andere Winkel als die, welche oben angegeben sind.

Wenn man weiters den bisherigen Angaben über die Krystallform des Pyrolusit und Polianit nachforscht, findet man, dass diese ganz unsichere sind. Haidinger bestimmt den Prismenwinkel des Pyrolusit zu 93° 40′, sagt aber, dass derselbe durch „angenäherte Messungen gefunden wurde, welche aber weitaus nicht entscheidend sind“ [1]; andere Winkel konnte er am Pyrolusit gar nicht messen.

[1]) Haidinger, in Min. account of the Ores of Manganese: . . . by some approximate measurements, but which were far from decisive, we found. . . .

Breithaupt bestimmt den Prismenwinkel des Polianit, dessen Krystallform er aber nicht für verschieden hält von der des Pyrolusites zu 92° 52′, sagt aber, dass er sich gerne eine Correction von 15′—20′ gefallen lassen wolle.[1]) Wenn ich ferner bedenke, wie unsicher die Messungen an allem Materiale, das hier in Betracht kommt, wenigstens nach meinen Erfahrungen, sind, so ist es mir nicht zweifelhaft, dass sich die verschiedenen Angaben über die Prismenwinkel doch auf ein und dieselbe Form beziehen. Dabei möchte ich dem kleineren Winkel den Vorzug geben, weil meine Messungen, sowohl am Polianit als Pyrolusit, diesem besser entsprechen als dem grösseren. Ob der Winkel aber genau 92° 52′ ist, oder etwas grösser oder kleiner, möchte ich nicht zu entscheiden wagen.

Was die anderen Grundwinkel betrifft, so gibt Breithaupt nur noch einen zweiten Winkel für den Polianit an; und zwar bestimmt er den Winkel vom Längsdoma zur Basis zu 31°, fügt aber auch hier hinzu, dass diese Bestimmung nicht sicher ist. Die Annahme einer verschiedenen Krystallform des Polianit und Pyrolusit beruht also hauptsächlich auf die schon oben angeführten Angaben, die sich bei Phillips finden, wo dieselben ohne jede Bemerkung über die Quelle, aus der sie stammen und über das Materiale, aus dessen Untersuchung sie hervorgegangen, hingestellt sind.

Bei der kaum zweifelhaften Identität der Prismenwinkel möchte ich glauben, dass man auf diese Angaben nicht allzu grosses Gewicht legen dürfe, vielmehr die Formen des Polianit und Pyrolusit als identisch annehmen könne, wenn ein stricter Beweis dafür auch noch fehlt.

Demnach wären also die Pyrolusite, die nicht Manganitform zeigen, Pseudomorphosen nach Polianit, während der umgekehrte Fall, wenn man die Eigenschaften beider Substanzen in Betracht zieht, ausgeschlossen erscheint. Dafür aber, dass alle Pyrolusite Pseudomorphosen sind, theils nach Manganit, theils nach Polianit, spricht auch das bei allen gleiche Gefüge. Alle zeigen gegen äusseren Druck ein Verhalten, das am besten mit mürbe bezeichnet wird. Sie springen unter der Wirkung eines Druckes nicht in Stücke, wie andere Substanzen, die vollkommene Spaltbarkeit besitzen, sondern sie zerlegen sich in Fasern. Die Spaltbarkeit ist vollkommen, insofern sich die Substanz leicht in bestimmten Richtungen trennen

[1]) Breithaupt, Ueb. d. Manganerze. Pogg. 61, 1844, pag. 191.

lässt, aber sie liefert keine glatten, spiegelnden, sondern wenn auch ebene, so doch matte Flächen; die Substanz zeigt sich stets morsch.

Was die chemische Zusammensetzung der Pyrolusitsubstanz betrifft, so ist sie, wie oben schon besprochen wurde, von der des Polianit verschieden, wenn man nicht den Wassergehalt, wie es meist geschieht, gänzlich unberücksichtigt lässt. Demnach erscheint auch die Bezeichnung als „Pseudomorphose nach Polianit" gerechtfertigt. Wenn man nach den wenigen Analysen, die vorliegen, einen Schluss ziehen darf, so ist die Substanz aber nicht nur von der des Polianit verschieden, sondern auch an und für sich wechselnd in der Zusammensetzung. Denn nicht allein der Wassergehalt, sondern ebenso das Verhältnis des Sauerstoffes zu Mangan ist darnach ein variables. Erinnert man sich dabei noch an das eigenthümliche, oben beschriebene Verhalten bei den Härteversuchen, so liegt der Schluss nahe, dass der Pyrolusit keine völlig reine Substanz von gleichbleibender Zusammensetzung ist, sondern ein Gemenge, dessen Hauptbestandtheil allerdings MnO_2 sein dürfte. Welcher Art aber die Beimengungen sind und welche Rolle das Wasser dabei spielt, das könnte wohl nur durch eine grössere Reihe von Analysen aufgeklärt werden. Das eine jedoch scheint fest zu stehen, dass die Pyrolusitsubstanz nicht individualisirt ist.

Es mag allerdings befremdend erscheinen, die Krystallform, die man so häufig an dem Pyrolusit sieht, die man als eine seiner Substanz eigenthümliche zu betrachten gewohnt war, von einer anderen Substanz, dem Polianit, herleiten zu wollen, der doch nur selten gefunden wird, und dessen selbstständige Existenz Haidinger wenigstens noch geleugnet hat. Wenn man aber bedenkt, dass der Pyrolusit in Manganitform auch an Orten gefunden wird, wo der frische Manganit nicht vorkommt, wie Breithaupt[1]) gezeigt hat, so wird man ebenso das eigenthümliche Verhältnis zwischen Pyrolusit und Polianit begreiflich finden. Es ist dies eben eine Folge der Unbeständigkeit der Manganoxyde, als deren letztes Zersetzungsproduct der Pyrolusit erscheint.

Der Umstand, dass der Pyrolusit das Zersetzungsproduct mehrerer Substanzen darstellt, macht es erklärlich, dass er in so vielen, oft gänzlich von einander verschiedenen Formen auftritt. Zur leichteren Orientirung nun in der Masse dieser Formen, die man an

[1]) Breithaupt, Ueb. d. Manganerze etc. Pogg. 61, 1844, pag. 190.

ihm beobachten kann, will ich versuchen, dieselben in einzelne Typen zusammenzufassen und diese wieder nach ihrer Herleitung, soweit sich diese verfolgen lässt, in Gruppen zu vereinen. Danach lassen sich die Formen, in denen der Pyrolusit auftritt, wie folgt eintheilen:

A. Pseudomorphosen nach Manganit.

1. Wirre Aggregate von langsäulenförmigen, im allgemeinen 0·5—1·5 Centimeter[1]) langen Krystallen, die lichte Farbe und wenig Glanz besitzen. Die einzelnen Individuen zeigen das nach der *c*-Axe gestreifte Manganitprisma (110), das manchmal messbar ist. Die Enden erscheinen wie abgebrochen oder auch zerfasert; selten tritt die Basis oder ein flaches Längsdoma auf. Charakteristisch in Platten, Horhausen.

2. Einzelne schwertförmige Krystalle von der Combination (110) (210) (10.5.1), wie sie oben, pag. 39, beschrieben und in Fig. 9, Taf. II, abgebildet sind; gut erhalten nur auf der einen Stufe von Macska-Mezö beobachtet, stark gerundet durch zwei Domen (Fig. 10) und gestreift, wahrscheinlich durch Alterniren von (110) und (10.5.1): dagegen häufig oft aufgeblättert oder in Nadeln zerlegt; Farbe meist dunkel. Macska-Mezö, Horhausen; von letzterer Localität auch dicht gedrängt drusenartige Ueberzüge bildend.

3. Complexe von parallelen, spiessigen Einzelindividuen, die als wahre Krystallruinen zu bezeichnen sind; die einzelnen Complexe scheinen früher grosse Manganitkrystalle gewesen zu sein. Die Einzelindividuen bilden mit ihren Prismenflächen gegen unten zu häufig ein ziemlich einheitliches Prisma, das nach Messungen mit dem Anlegegoniometer das Manganitprisma (110) ist; nach oben zu laufen sie entweder in scharfe Spitzen oder in breit-lanzettförmige Enden aus; die letzteren wahrscheinlich durch die in Fig. 10 angedeuteten Domen gebildet; Uebergänge von fast noch vollständig erhaltenen Krystallen bis zu Complexen ganz vereinzelter Spiesse, die kaum mehr die Umrisse des ursprünglichen Krystalles ahnen lassen. Farbe bald dunkel, bald licht. Szaszka, Macska-Mezö.

4. Kurze, dicke Krystalle, theils einzeln, theils in Aggregaten, von der Combination (110) (011) (647), wie sie oben, pag. 38, be-

[1]) Krystalle nach Polianit habe ich nie grösser als höchstens 0·75 Centimeter gefunden.

schrieben und in Fig. 7 und 8 abgebildet sind. Farbe dunkel. Daneben Krystalle, wahrscheinlich vom selben Typus, aber mit gänzlich zerfaserten Enden; bis zwei Centimeter lang und dick. Farbe meist licht. Macska-Mezö, Platten.

B. Pseudomorphosen nach Polianit.

1. Einzelne kurze, dicke Krystalle, wie oben, pag. 40, beschrieben; Prisma (110), nach der *c*-Axe gestreift, mit der Basis oder einem flachen Längsdoma in Combination; von winziger Grösse bis zu 0·75 Centimeter (so grosse Krystalle jedoch nur in einem Falle beobachtet); meist licht, oft glänzend. Dicht gedrängt bilden sie häufig nierförmige Aggregate. Platten, Idlahov (Ungarn), Szlana, Eifel, Bieber, Lindermark, Horhausen, Niederschelde.

Wenn die Prismen länger werden, was allerdings nur sehr selten vorkommt, sind die Aggregate von den unter *A.* 1. beschriebenen im Ansehen kaum zu unterscheiden.

2. Kleine Krystalle von derselben Form wie unter *B.* 1., nur tritt noch Längs- und Querfläche hinzu (siehe unter Pyrolusit die Abbildung bei Naumann, Phillips, Dana etc.); oft tafelförmig, theils durch Vorwalten der Querfläche *a*, theils durch Verkürzung nach der *c*-Axe. Einzelne Krystalle dunkel und rauh, neben Krystallen des Typus *B.* 1.; häufig enge verwachsen zu nierförmigen Aggregaten; hier oft licht und glänzend. Szlana, Siegen.

C. Pseudomorphosen nach Mineralen, die nicht der Gruppe der Manganoxyde angehören.

1. Nach Calcit (Näheres darüber siehe Blum, Pseudomorphosen, pag. 258);

2. nach Bitterspath (Näheres darüber siehe Blum, Pseudomorphosen, 1. Nachtrag, pag. 140).

D. Formen, deren Abstammung nicht nachweisbar ist.

1. Dunkle, oft sammtartige Krusten und Ueberzüge, aus Blättern oder Nadeln zusammengesetzt; manchmal auf Stalaktiten von Psilomelan. Pitten, Lölling, Horhausen, Siegen, Hanne.

2. Federartige, einzelne Büschel haarförmiger Nadeln oder filzartige Massen (ähnlich dem Federerz); Farbe dunkel. Platten, Horhausen.

3. Radialstrahlige Aggregate von lichter Farbe, theils freie stumpfeckige Knollen bildend, theils ein- oder aufgewachsen (in der Form an manche Gebilde des Aragonit und Natrolith erinnernd). Ilefeld, Ilmenau, Elgersburg, Oehrenstock.

4. Schalige, nierförmige Gebilde; dickere Schalen (bei 1 Centimeter Dicke), radialfaserig. Ilmenau, Horhausen.

In Beantwortung der eingangs aufgeworfenen Fragen seien die Ergebnisse der Untersuchungen hier nochmals kurz zusammengefasst:

1. Der Manganit ist holoëdrisch.

2. Der Polianit hat eine selbstständige Existenz und eine eigene, vom Manganit verschiedene Krystallform.

3. Der Pyrolusit ist der Substanz nach vom Polianit verschieden und in seiner Zusammensetzung etwas schwankend; seine Substanz ist nicht individualisirt, er hat also keine eigene Krystallform.

Wien, Mineralogisch-petrographisches Institut, Mai 1887.

Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. Gruppe von monosymmetrischen Aetzgrübchen auf dem Prisma (110) des Manganit. Aetzmittel kochende concentrirte Salzsäure. Aetzdauer 2 bis 3 Minuten. Nach einem Gelatine-Abdrucke.

„ 2. Einzelne Typen dieser Aetzgrübchen.

„ 3*a*. Lichtbild der Aetzfiguren auf (110) des Manganit.

„ 3*b*. Lichtbild der Aetzfiguren auf (120) des Manganit.

„ 4. Schema der Lage der Lichtbilder auf den einzelnen Prismenflächen des Manganit.

„ 5*a*—*g*. Einzelne disymmetrische Aetzgrübchen auf einer geschliffenen Spaltfläche nach (010) an einem Manganitkrystall. Aetzmittel und Dauer wie oben. Nach einem Gelatine-Abdruck.

„ 6. Stereographische Projection der Prismenzone eines Polianitzwillings nach (110) von der Combination (100) . (010) . (110) . (310) . (130).

„ 7. Pyrolusitkrystall pseudomorph nach Manganit von Macska-Mezö. Combination (110) . (011) . (647).

„ 8. Projection desselben Krystalles auf die Ebene (001).

„ 9. Ideales Bild eines Pyrolusitkrystalles, pseudomorph nach Manganit von Macska-Mezö. Combination (110) . (210) . (10 . 5 . 1).

„ 10. Naturgetreues Bild eines Krystalles dieses Typus. Hier noch zwei nicht messbare Domen. Σ durch alternirendes Auftreten von *m* gestreift.

III. Untersuchungen über den Pseudobrookit.

Von Georg Lattermann.

(Mit 2 Abbildungen im Text.)

Trotzdem mehrfach seit der Entdeckung des Pseudobrookit durch A. Koch [1]) neue Fundstätten für das Mineral angegeben wurden [2]), herrschte über seine physikalische und chemische Natur doch wenig Klarheit. Einer genaueren optischen Untersuchung stand die geringe Durchsichtigkeit des Minerals im Wege, und für eine Analyse war nicht Material genug zu beschaffen. Koch hatte die Zusammensetzung nur mit dem Grade von Genauigkeit ermitteln können, den die ihm zur Verfügung stehende geringe Menge Substanz zuliess.

Eine Neubearbeitung des Gesteinsmateriales vom Katzenbuckel im Odenwald, welche mich in den letzten Jahren beschäftigte, förderte nun wiederum ein neues Vorkommen zu Tage, und hier waren endlich die Bedingungen für eine eingehendere Behandlung des Gegenstandes gegeben.

Das Vorkommen des Minerals bleibt auf eine einzige seltene Gesteinsvarietät jenes Fundpunktes beschränkt, einen gröber struirten Nephelinit von etwas abweichender Zusammensetzung. Augit, Sanidin und Nephelin machen den Hauptbestand aus, accessorisch finden sich: Apatit, Pseudobrookit, Ilmenit und Magnetit. Hornblende, Aegirin, Glimmer und Olivin, sonst allenthalben vorhanden, fehlen vollständig; der typische grüne Augit des Katzenbuckel ist durch eine weingelbe Abart ersetzt. Die Farbe des Gesteines ist braunroth, sein spec. Gew. 2·90.

Im Schliff zeigt sich an den Stellen, wo man sonst den Ilmenit anzutreffen gewohnt ist [3]), ein Haufwerk rectangulärer wohlbegrenzter

---

[1]) A. Koch, Pseudobrookit, ein neues Mineral. Diese Mitth. 1878. I, 344—350.

[2]) Eine Zusammenstellung der bez. Literatur findet sich in Rosenbusch, Mikr. Phys. d. Mineralien, 2. Aufl., pag. 376, auf welche hier verwiesen wird.

[3]) Es muss älteren Beobachtungen gegenüber betont werden, dass der Ilmenit ein häufiger Gemengtheil in den Nephelingesteinen des Katzenbuckels ist.

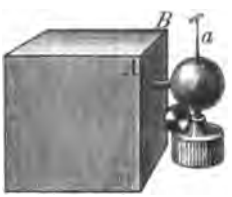
Pseudobrookittäfelchen, welche durch Reste von Ilmenit gleichsam verkittet werden. Die tief orange-braunrothe Farbe des Minerals führte zu seiner Entdeckung. Es konnte im Schliff noch constatirt werden, dass der Pseudobrookit nicht selten Einschlüsse führt, doch liess die tiefe Färbung des Wirthes eine sichere Bestimmung derselben nicht zu. Am häufigsten sind rundliche oder schlauchförmige Interpositionen, die bald farblos durchsichtig, bald vollkommen undurchsichtig sind. Im ersten Fall hat man es wohl mit einem Glas, im anderen mit Ilmenit zu thun. Eine zweite Art von Einschlüssen, langprismatische Nädelchen, die parallel den Kanten $a:e$ und $a:m$ des Pseudobrookit eingelagert sind, scheinen idiomorph begrenzt. An einem zerbrochenen Krystall trat ein solcher Einschluss frei heraus und es konnte parallele Auslöschung constatirt werden. Man möchte am ersten an Apatit denken.

Das Gestein weist unverkennbar Spuren einer durchgreifenden Veränderung auf, und dass mit dieser Umwandlung das Eintreten des Pseudobrookit in die Gesteinszusammensetzung verbunden ist, würde nur ein neuer Beleg sein für die bisherige Beobachtung, dass man in dem Pseudobrookit keinen ursprünglichen Gesteinsgemengtheil, sondern eine Neubildung zu sehen hätte, doch ist der Beweis dafür nicht sicher zu bringen, das Für und Wider hält sich etwa das Gleichgewicht. Stets zeigt sich der Pseudobrookit gegen den Ilmenit hin idiomorph abgegrenzt; bald wird er von Ilmenit umschlossen, so dass dieser nach aussen den formgebenden Bestandtheil bildet, bald ragt er frei in das Gestein hinein oder bildet isolirte Täfelchen. Das alles, sowie die abweichende Gesteinszusammensetzung an sich würden der Auffassung nicht widersprechen, dass der Pseudobrookit primär gebildet sei, doch wird wiederum die gegentheilige Ansicht dadurch befürwortet, dass eine Ausbildungsform des Gesteins vorhanden ist, welche gewissermassen einen Uebergangszustand zu einem normalen Katzenbuckelgestein repräsentirt. Hier ist der Pseudobrookit nur rudimentär innerhalb des Ilmenit zur Entwicklung gelangt, und der Augit des Gesteins ist graugrün, nähert sich also dem gewöhnlichen. Sollte in der That der Pseudobrookit einem Gesteinsumbildungsprocess seine Entstehung verdanken, so ist dieser sicher fremdartiger Natur, denn weder die atmosphärische Verwitterung, noch hydrothermische Processe vermögen eine Erklärung für die geschilderte Art seines Auftretens zu liefern. Die Annahme, dass die

Umbildung bereits vor der völligen Verfestigung des Gesteins eingetreten sei, würde noch die meiste Wahrscheinlichkeit für sich haben. Das Vorkommen des Gesteins ist nicht geeignet, die Frage zu entscheiden, denn bisher beschränkten sich die Funde auf vereinzelte Blöcke.

Um die Identität mit Koch's Pseudobrookit sicher festzustellen, wurden an einigen ausgewählten Individuen Winkelmessungen angestellt. Dabei war jedoch zunächst eine Schwierigkeit zu überwinden: die winzigen, $^1/_{20}$—$^1/_{10}$ Millimeter langen Kryställchen auf dem Goniometer zu justiren, trotzdem mit der Lupe die einzelnen Flächen nicht mehr unterschieden werden konnten. Ich construirte mir zu dem Behufe ein kleines Instrument, mit dessen Hilfe der Krystall unter dem Mikroskop in eine geeignete Lage gebracht werden konnte, so dass er, sammt dem Apparat auf das Goniometertischchen aufgesetzt, sofort für eine Schimmermessung bei vorgeschlagener Lupe bereit war. — Der Apparat ist nebenstehend abgebildet: vielleicht erweist er sich auch anderweitig brauchbar, ich will deshalb auf seine Handhabung näher eingehen. Freilich darf nicht vergessen werden, dass schon ein hoher Glanz nöthig ist, wie er dem Pseudobrookit zukommt, damit so kleine Krystalle noch brauchbare Reflexe liefern.

Fig. 1.



Der Apparat, der in natürlicher Grösse in Fig. 1 wiedergegeben ist, besteht aus einem hohlen Metallwürfelchen und einer Gelenkvorrichtung mit den Drehaxen *a* und *b*. Das Kryställchen befindet sich an der Spitze einer feinen Nadel, mit etwas zähem Canadabalsam festgeheftet. Man manipulirt mit dem Apparate in der Weise, dass man unter dem Mikroskope die zu messende Kantenzone des Krystalls durch Drehung der Axe *a* auf den von hinten nach vorn gehenden Faden des Oculars einstellt, während gleichzeitig die Kante *AB* auf dem Mikroskoptisch von hinten nach vorn gerichtet war; man legt dann den Würfel auf die linke Seite um und stellt die Zone durch Drehung um *b* wieder jener Kante parallel. Setzt man nun den Apparat mit einer Fläche senkrecht *AB* auf's Goniometer und centrirt, so befindet sich der Krystall in der für die Messung geeigneten Lage.

Die Pseudobrookite vom Katzenbuckel sind, wenn wir Koch's Aufstellung wählen, vom Makro- und Brachypinakoid und einer Domenfläche (103) begrenzt, selten tritt das Prisma (110) hinzu.

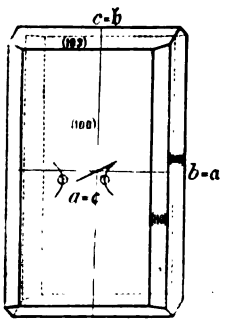
Die Resultate der Messungen waren folgende:

		Koch gemessen	Koch berechnet
$a : e$ (100) : (103) 3 Messungen zu je 10 Ablesungen	I. 111° 26′ II. 111° 43′ III. 111° 15′	111° 4′	111° 10′
$a : m$ (100) : (110) eine Messung zu 10 Ablesungen	I. 153° 20′	153° 29′	153° 9′

Den nach (100) stark tafelförmig ausgebildeten Krystallen fehlt die Streifung parallel der Kante $a : m$, die sonst als so charakteristisch für den Pseudobrookit gilt.

Die Dünne der Täfelchen bei relativ grosser Oberfläche erleichtert die optische Untersuchung des schwer durchsichtigen Minerals wesentlich. Es wurde festgestellt, dass die Axenebene in der Basis liegt (Fig. 2), und dass auf dem Makropinakoid die spitze Bissectrix mit einem Axenwinkel von

Fig. 2.



$$2H = 84° 30'$$

austritt. Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv, wonach sich das Schema ergibt:

$$a = \mathfrak{c},\ b = \mathfrak{a},\ c = \mathfrak{b}.$$

Die Messung des Axenwinkels, für welche sich die gebräuchlichen Methoden als unzureichend erwiesen, wurde unter dem Mikroskop mit Zuhilfenahme des Goniometers ausgeführt. Das Mineralblättchen, mit dem Makropinakoid der Länge nach auf eine feine Glaslamelle aufgekittet, wurde zwischen gekreuzten Nicols durch eine geeignete Drehvorrichtung in eine solche Lage gebracht, dass ein Axenbalken des geöffneten Interferenzkreuzes in die Mitte des Gesichtsfeldes zu stehen kam, und nun auf dem Goniometer der Winkel gemessen, welchen die Lamelle mit einer als Unterlage dienenden

Glasplatte bildete. Es war dadurch noch bei Anwendung eines Immersionssystems eine approximative Messung möglich.

Die Dispersion erwies sich als: $\upsilon > \rho$.

Pleochroismus sowie Absorption auf (100) sind schwach, immerhin ist ein Unterschied in dem Sinne $c > b$ zu beobachten.

Die Doppelbrechung ist hoch, doch wird die Erscheinung durch die tiefe Eigenfarbe des Minerals wesentlich modificirt. In dünnen keilförmigen Splitterchen geht die Interferenzfarbe nicht unter strohgelb herab, bei mässiger Dicke erscheint Roth und Grün II. Ordnung, im Schliff jedoch, mag er noch so dünn sein, ist die Grenze überschritten, wo das Mineral noch besondere Polarisationsfarben wahrnehmen lässt.

Koch's Angaben über Glanz, Durchsichtigkeit, Härte und Theilbarkeit konnte ich nur bestätigen.

Material für eine Analyse war in dem Gestein reichlich vorhanden, es handelte sich nur darum, einen zweckmässigen Gang für die Isolirung ausfindig zu machen. Anfangs wollte es scheinen, dass die Vergesellschaftung von Pseudobrookit und Ilmenit bei der nahen Verwandtschaft ihrer chemischen und physikalischen Eigenschaften einer vollkommenen und rationellen Trennung im Wege stand, doch erwiesen sich die bisherigen Angaben über ihr wechselseitiges Verhalten gegen Säuren als nicht ganz zutreffend. Während der Pseudobrookit als schwer löslich in Salzsäure bezeichnet wird, kommt ihm vollkommen passives Verhalten in diesem Falle zu, und darauf liess sich eine Trennungsmethode gründen.

Der Gang der Isolirung gestaltete sich nun folgendermassen: das feine, durch Schlämmen vom Staub befreite Gesteinspulver wurde durch Eintragen in die Jodkalium-Jodquecksilberlösung einer Grobscheidung unterworfen, und die untersinkenden schweren Gemengtheile: Augit, Ilmenit, Pseudobrookit und Apatit, in der Klein'schen Lösung weiterverarbeitet. Es gelang durch letztere den Augit abzuscheiden. Der Rest wurde 10 Tage lang über dem Wasserbade mit concentrirter Chlorwasserstoffsäure behandelt, und es resultirte zum Schluss reiner Pseudobrookit. Die Farbe des Productes war graphitschwarz mit einem Stich in's Röthliche, gepulvert nahm es leberbraune bis ockergelbe Färbung an. Ein etwa faustgrosses Stück Gestein lieferte 2 Gramm des seltenen Minerals. Die Prüfung unter dem Mikroskop ergab, dass der Pseudobrookit frei von jeder

fremden Beimengung sei und keinerlei Veränderung erlitten; Glanz, Form und Farbe auch der feinsten Blättchen war durchaus erhalten.

Durch qualitative Analyse wurden nachgewiesen: Eisen, Titan, Magnesium. — Koch führt noch Thonerde (Spuren) und Kalk auf, doch mögen diese fremden Beimengungen angehört haben, im vorliegenden Falle war weder das eine noch das andere vorhanden. Ebenso konnte kein Glühverlust an dem scharf getrockneten Pulver constatirt werden, den Koch zu 0·7 Procent angibt.

Was das Verhalten gegen Säuren betrifft, so wurde festgestellt: der Pseudobrookit wird von Salzsäure nicht angegriffen [1]);

siedende Schwefelsäure zersetzt ihn langsam unter Abscheidung eines grünlich-weissen krystallinen Productes [2]);

mit Schwefelsäure in der geschlossenen Glasröhre, sowie in einer Schmelze von saurem-schwefelsaurem Kali geht er vollkommen in Lösung;

[1]) Absolute Unlöslichkeit soll darunter nicht verstanden werden.

[2]) Koch vermuthete dahinter Kieselsäure, Scheerer, der beim Behandeln des Ilmenit mit Schwefelsäure einen ähnlichen Rückstand erhielt, Titansäure (siehe Rammelsberg, Mineralchemie, 2. Aufl., pag. 148). Nach dem allgemeinen Verhalten zu urtheilen, ist das Product in beiden Fällen dasselbe, aber weder Kieselsäure noch Titansäure, sondern ein Eisensalz, welches geringe Mengen Titansäure enthält. Unter dem Mikroskop erweist es sich als ein Haufwerk äusserst dünner Täfelchen von quadratischer Umgrenzung, welche Polarisationserscheinungen meist nicht mehr wahrnehmen lassen. Eine mässige Dicke jedoch genügt schon, um darzuthun, dass sie doppelbrechend sind und nach der Diagonale auslöschen. Sie zeigen sich dann schwach grünlich gefärbt. Die in Wasser suspendirten Flitterchen lassen lebhaften Glanz erkennen. Das Material, welches zu einer qualitativen Analyse dienen sollte, wurde mit kaltem Wasser so lange ausgewaschen, bis das Filtrat keine Schwefelsäure mehr enthielt. Der Rückstand auf dem Filter ging in heisser Salzsäure vollkommen in Lösung. In dieser Lösung wurde durch Chlorbaryum Schwefelsäure nachgewiesen. Ein Niederschlag mit Ammoniak gab die Perlenreactionen des Eisens und Titans. Die Substanz ist wenig beständig. Schon im siedenden Wasser bräunen sich die Täfelchen und scheiden Schwefelsäure aus, welche sich in der Flüssigkeit nachweisen lässt. Die gleiche Wirkung hat Ammoniak. Ueber freier Flamme einige Zeit geglüht, werden sie orangeroth, zeigen merklich höheren Glanz und höhere Doppelbrechung, verhalten sich aber optisch immer noch als einheitliche Individuen und löschen in den alten Richtungen aus. Das muss auffallen, da die Schwefelsäure beim Glühen völlig aus der Verbindung heraustritt. Das wasserfreie schwefelsaure Eisenoxyd $Fe_2 (SO_4)_3$, welches man durch Eintragen einer Eisenvitriollösung in siedende Schwefelsäure erhält, zeigt übrigens unter dem Mikroskop ähnliche Formen, verhält sich auch beim Glühen analog; deshalb scheint es, dass der Titangehalt nicht das Wesen der Verbindung ausmacht.

Flusssäure zersetzt ihn langsam unter Ausscheidung eines amorphen Titansäureskelets, welches die frühere Form durchaus wiedergibt;

ein Gemenge von Schwefelsäure und Flusssäure (2 : 1) oder von Schwefelsäure und Salzsäure löst den Pseudobrookit vollständig.

Die quantitative Analyse wurde zweimal an etwa 0·6 Gramm Substanz ausgeführt. Der Aufschluss des Pulvers in saurem-schwefelsaurem Kali wurde in kaltem Wasser gelöst und aus der Lösung Eisen und Titan nach Zusatz von Chlorammon ausgefällt. Im Filtrat des Niederschlages wurde die Magnesia in der üblichen Weise bestimmt. Der Eisen-Titanniederschlag wurde wiederum gelöst, um nach der neueren Knop'schen Methode[1]) weiterbehandelt zu werden. Das Eisen wurde aus weinsäurehaltiger Lösung zweimal durch Schwefelammon gefällt und abfiltrirt. Eine solche wiederholte Fällung, aus welcher das Eisen infolge Reduction als Monosulfuret hervorgeht, trennt es nach Knop vollkommen von der Titansäure. Die Lösung der Titansäure wurde zur Trockne verdampft, die Weinsäure abgeglüht und der Rückstand mit saurem-schwefelsaurem Kali aufgeschlossen. Aus der klaren wässerigen Auflösung der Schmelze wurde die Titansäure sodann durch anhaltendes Kochen ausgefällt. — Um die Menge des Eisenoxyduls neben Eisenoxyd festzustellen, wurde ein Gemenge von Schwefelsäure und Flusssäure, und das zweite Mal Schwefelsäure im geschlossenen Glasrohr allein zum Aufschluss verwendet, aber weder das eine noch das andere Mal konnte durch Titriren eine Spur Eisenoxydul nachgewiesen werden.

Das Resultat der Analyse war danach folgendes:

	Analyse I	Analyse II	Mittel
TiO_2 . .	46·62	46·96	46·79
Fe_2O_3 . .	48·68	48·61	48·64
MgO . .	4·49	4·57	4·53
Summe	99·79 Proc.	100·14 Proc.	99·96 Proc.

Koch hatte an 0·1 Gramm Substanz eine quantitative Bestimmung von Eisen und Titan versucht. Er fand 52·74 Procent Titansäure, 42·29 Procent Eisenoxyd (mit Spur Thonerde), 0·69 Procent Glühverlust. Für den Rest supponirte er Kalk und Magnesia.

[1]) Knop, Ueber die Augite des Kaiserstuhlgebirges im Breisgau. Groth, Zeitschr. f. Krystallogr. X, 1, 1885, pag. 67.

Die Beurtheilung der Analyse bietet dadurch besondere Schwierigkeiten, dass uns für das Vorkommen von Eisenoxyd neben Titansäure in solchen Verhältnissen bisher jede Analogie fehlt, und dass wir kein Verfahren kennen, die Oxydationsstufe des Titans in Verbindungen dieser Art festzustellen. Da einer Berechnung somit die erste Grundlage fehlte, schien es mir am richtigsten, das Resultat der Analyse nur in seiner ursprünglichen Form wiederzugeben.

Heidelberg, Mineralogisches Universitäts-Institut, April 1887.

IV. Ueber künstlichen Magnesiaglimmer.

Von K. v. Chrustschoff.

Am 20. Februar dieses Jahres meldete ich in einem Privatbriefe Herrn Dr. L. Bourgeois in Paris, dass mir soeben nach vielen fruchtlosen Versuchen (mit welchen ich mich bereits seit 3 Jahre beschäftige) die künstliche Darstellung des Glimmers gelungen sei. Damals hatte ich die Absicht einen kurzen Bericht darüber in den „Comptes Rendus" zu veröffentlichen, musste aber leider aus sehr triftigen Gründen davon absehen; hauptsächlich wollte ich mich nicht in einen mir stets peinlich erscheinenden Prioritätsstreit mit unseren hochgeehrten französischen Herren Collegen einlassen und überlasse auch jetzt Herrn Hautefeuille gern die Priorität. Denn schon am 23. Februar benachrichtigte mich Herr Bourgeois, dass die Herren Hautefeuille und Péan de St. Gilles am 21. Februar der Akademie angekündigt hätten, dass ihnen die Glimmersynthese geglückt sei. Es stellte sich ferner höchst merkwürdiger Weise heraus, dass meine Methode mit derjenigen der eben genannten Forscher im Principe wenigstens fast identisch sei, d. h. auf der Anwendung von Fluormetallen als generatives Flussmittel beruhe. [1]) Im Wesentlichen unterscheidet sich meine Darstellungsweise von jener dadurch, dass ich, meinem geologisch speculativen Principe treu bleibend, nicht die abgewogenen Bestandtheile des Glimmers krystallisiren, sondern aus einem nicht individualisirten Silicatgemisch als Magma die Glimmerbestandtheile (beinahe nach beliebigen Proportionen) unter Zusatz von Fluormetallen sich selbstständig, d. h. gleichsam nach Wahlverwandtschaft und freier Neigung differenziren liess. Bei meinen Mineralsynthesen habe ich mich stets bemüht, alle genau normirten oder tarirten Gemische, sowie complicirten, unter den aussergewöhnlichsten Verhältnissen nur im Laboratorium gelingenden Proceduren auszuschliessen: denn die Natur arbeitet mit einfachen, wiewohl gewaltigen Factoren und sicherlich nicht mit abgewogenen Substanzmengen; vielmehr muss man beim Bildungsprocess der Minerale in erster Linie die gerade

[1]) Vergl. Hautefeuille und Péan de St. Gilles, Sur la reproduction des micas. Comptes Rendus. N. 8, 21. Febr. 1887 (T. CIV), pag. 508

obwaltenden Umstände, sowie Neigungen gewisser Substanzen unter den mannigfaltigsten Bedingungen die verschiedenartigsten Combinationen untereinander einzugehen, in Betracht ziehen. Wie viele der besten Mineralsynthesen sind daher zwar für die Chemie von der grössten, für die Geologie hingegen von der untergeordnetsten Bedeutung. Man vergisst eben auch in der Wissenschaft nur zu leicht in der Handhabung der Mittel den Endzweck: denn die Mineralsynthesen sollen ja eigentlich vor allem die zur inductiven Speculation über den Bildungsprocess, i. e. Differenzirung der Erdmasse nothwendigen Detailmomente liefern. Dies müsste wenigstens der chemisch ausgebildete Mineraloge, Petrograph und Geologe stets im Auge behalten, wobei auch die rein chemisch bedeutsamen und interessanten Daten zur Geltung gelangen könnten.

Daher wurde zu diesen synthetischen Schmelzversuchen zuerst ein homogenes (völlig hyalines, von Ausscheidungen freies, d. h. rasch gekühltes) Glas[1]) hergestellt, welches zufälliger Weise annähernd die Zusammensetzung eines feldspathfreien, eisenarmen[2]) Basaltes zeigte. Zu den Synthesen und der folgenden chemischen Untersuchung wurden nun völlig homogene, obsidianartig-dichte Partien genommen, die sich unter dem Mikroskope bis auf ganz vereinzelte farrenkrautähnliche Gebilde als absolut hyalin erwiesen:

Analyse I.

Kieselsäure	42·41
Titansäure	1·07
Thonerde	17·27
Eisenoxydul	8·11
Manganoxydul	0·15
Magnesia	9·71
Kalk	16·52
Natron	2·65
Kali	2·13
Summe	100·02

Substanz bei 150° getrocknet.
Spec. Gew. bei 14° C. 2·681.

[1]) Durch Zusammenschmelzen von Basalt mit quarzitischen Gesteinen bei sehr hoher Temperatur.

[2]) Infolge der Anwendung von Graphittiegeln schieden sich Eisenreguli ab.

Zu 5 Theilen dieser gepulverten Silicatlegirung wurden 2 bis 3 Gewichtstheile der Durchschnittsbestandstoffe (fast nach gleichen Proportionen) eines Eisenmagnesiaglimmers, $^1/_2$ Theil amorpher Kieselsäure und endlich 2—3 Theile eines Gemisches (nach gleichen Theilen) aus Kieselfluorkaliun, Fluornatrium und Fluoraluminium (mit wenig Fluormagnesium) zugesetzt.

Ueberschüssiges Fluornatrium und Fluormagnesium schienen die Glimmerbildung zu befördern.

Diese Ingredienzien, innig gemengt, wurden in einem verschlossenen Platintiegel bei guter Hitze eingeschmolzen und langsam abgekühlt; während der Abkühlung wurde die Temperatur einigemale rasch fast zum Erweichen der Masse gesteigert. Es resultirte eine graue, äusserst blasig-poröse, leicht zerreibliche Masse, die durch und durch von braunen Glimmerkrystallen durchsetzt war.

Mikroskopisch liessen sich mit einiger Sicherheit ausser dem Glimmer Spinell und ein Korund-artiges Mineral erkennen; der intensiv grüne Spinell spielt entschieden die Hauptrolle; ferner finden sich verschiedene, theils farblose, theils blass gelbliche, grünliche, lebhaft polarisirende, sowie isotrope, bis jetzt mineralogisch noch nicht bestimmte Substanzen. Alle diese Ausscheidungen sind von einem ausserordentlich blasigen, trübgrauen, bimsteinartigen Glase nur lose verkittet.

Der Glimmer liess sich aus dem gröblich zerdrückten Schmelzproducte leicht schon durch Waschen und Abschlämmen fast rein isoliren. Derselbe bildet fast nur makroskopische bis zu 2—3 Quadratmillimeter messende, dunkelbraune, lappige Blättchen, häufig aber auch scharf-hexagonale Krystalle und Krystalloide, die sich in die dünnsten, ebenso wie beim natürlichen Glimmer elastischen Lamellen zertheilen lassen. Die nicht zu dicken Individuen erscheinen braundurchsichtig. Vor dem Löthrohr schmilzt er ziemlich schwierig zu einer dunkelbraunen Perle. Die Krystalle werden von Säuren nur wenig, das feine Pulver dagegen von Schwefelsäure in der Hitze sehr stark angegriffen.

Unter dem Mikroskope erscheint er bräunlich, gelblich, bis beinahe farblos durchsichtig, je nach der Dicke seiner Krystalle. Einzelne Individuen sind völlig rein und einschlussfrei, bei weitem die meisten umschliessen jedoch unzählige, intensiv grüne Spinelloktaëder von allen Dimensionen, seltener länglich ovale Körner eines

anisotropen farblosen Minerals und endlich ganz vereinzelte Glasporen. Die Seltenheit der hyalinen Partikel im Glimmer erscheint hier um so auffallender, als die anderen Gemengtheile und sogar die Spinelle recht reich an solchen zu sein pflegen.

Mein geehrter Herr College Professor Dr. C. Hintze hatte die besondere Liebenswürdigkeit, die optische Untersuchung des künstlichen Glimmers auszuführen und ich erlaube mir hier seine mir brieflich mitgetheilten Resultate wörtlich wiederzugeben:

„Der künstliche dunkelbraune Glimmer ist ein Glimmer zweiter Art: $\rho < \upsilon$. Wegen der geringen Dicke der Blättchen und der deshalb verwaschen-breiten Hyperbeln liess sich der Axenwinkel nicht sehr scharf messen; er beträgt ungefähr:

Für *Li*-Roth 7°
„ *Na*-Gelb 10°
„ *Tl*-Grün 11°.

Optischer Charakter negativ."

Es gereicht mir zur angenehmen Pflicht, welcher ich hiermit Genüge leiste, wenn ich Herrn Geheimrath Professor Dr. F. Römer, meinem hochverehrten Lehrer und Freund, sowie besonders Herrn Professor Dr. C. Hintze meinen verbindlichsten Dank ausspreche für die freundliche und liebenswürdige Bereitwilligkeit, mit welcher sie mir die Benützung des hiesigen mineralogisch-chemischen Laboratoriums für meine synthetischen und analytischen Mineralstudien gestatteten.

Die chemische Untersuchung wurde mit sorgfältig ausgelesenen Glimmerblättchen ausgeführt; um jedoch die reichlich eingeschlossenen Spinelle zu entfernen, wurde eine gewogene Menge des feinen Pulvers mit kohlensaurem Natronkali (oder zu den Control-, sowie Eisenoxydulbestimmungen mit Flusssäure) aufgeschlossen und der unlösliche Rückstand (der unter dem Mikroskope fast ausschliesslich aus Spinell bestand) von der zur Analyse genommenen Substanzmenge abgezogen. Die bei 150° C. getrocknete künstliche Glimmersubstanz zeigt folgende Zusammensetzung:

Analyse II.

Kieselsäure	39·11
Thonerde	18·09
Eisenoxyd	2·17
Eisenoxydul	8·55
Manganoxydul	Spur
Magnesia [1])	21·02
Kali	7·23
Natron	1·74
Fluor	1·65
Summe . .	99·56

Spec. Gew. bei 13° C.: 3·021.

Die chemische Untersuchung des vermittelst Flusssäure (mit *HCl* versetzt) isolirten, grünen Spinells (Oktaëder mit abgerundeten Ecken und Kanten) ergab folgende Resultate:

Analyse III.

Thonerde	63·15
Eisenoxyd	4·19
Eisenoxydul [2])	10·82
Magnesia [3])	22·85
Summe . .	101·01

Spec. Gew. bei 14° C.: 3·987.

Wurde zum Basaltglase ausser den Fluormetallen Thonerde, Magnesia, Eisenoxyd und Oxydul, ein grosser Ueberschuss von amorpher Kieselsäure, Fluorbornatrium und geschmolzene Borsäure hinzugefügt, sodann dieses Gemisch in einem verschlossenen Platintiegel [4]), der sich in einer hermetisch verschliessbaren eisernen Kapsel [5]) (dieselbe besteht aus zwei sehr dickwandigen, genau

[1]) Worin 0·83 *Ca O*.

[2]) Enthält etwas *Mn O*.

[3]) Enthält etwas *Ca O*.

[4]) Der Raum zwischen Platintiegel und der Gefässwandung war mit gebrannter Magnesia ausgefüllt.

[5]) Um das Eisen vor dem Durchbrennen zu schützen, wurde die Kapsel mit folgendem Beschlag überzogen: Zuerst eine Lage mit Thonerde gemischten Kienrusses und darüber eine aus Thonerde-Kalk bestehende Aussenhülle. Nichtsdestoweniger war das Gefäss von innen zerfressen und unbrauchbar geworden.

ineinandergeschliffenen Theilen, die mit einer dauerhaften Schlussvorrichtung versehen sind) befand, geschmolzen, erkalten lassen und wiederholt geschmolzen, so resultirte in einem Falle ein ganz lockeres, zerreibliches oberes und obsidianartiges unteres Schmelzproduct, worin erbsenkorngrosse weisse Ausscheidungen zu bemerken waren. Diese erwiesen sich unter dem Mikroskope und chemisch als Aggregate von Quarzkrystallen nach $R.-R$ (im Durchschnitt länglich-spitze Rhomben darstellend), die eng aneinandergedrängt in einem fast farblosem Glase schwimmen und eine geradezu frappante Aehnlichkeit mit dem sogenannten pyrogenen Quarze gewisser Basaltfrittungsproducte aufweisen. Zum zweitenmal wiederholt, misslang dieser Versuch gänzlich.

Breslau, Mai 1887.

V. Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits.

Von **F. Loewinson-Lessing.**

(Mit Tafel III.)

Bekanntlich wurden die als Sordawalit [Nordenskjöld[1])] und Wichtisit (Hausman) bezeichneten glasigen Substanzen ursprünglich als Minerale betrachtet und als solche schon früh in Betreff ihrer chemischen Zusammensetzung, Härte, ihres specifischen Gewichts, Verhalten zum Löthrohr u. dergl. studirt. Berzelius, Kenngott u. A. versuchten sogar aus den chemischen Analysen von N. Nordenskjöld und Wandesleben eine Formel für den Sordawalit abzuleiten und seinen krystallographischen Charakter zu bestimmen. So stellte z. B. Glocker[2]) den mit dem Sordawalit beinahe identischen Wichtyn in die Familie der Amphibolite, Laurent[3]) bestimmte ihn als einen rhombischen augitähnlichen Amphibol; Berzelius[4]), der ihn als eine Mengung von phosphorsaurer Magnesia mit einem Silicat betrachtete, und nach ihm Rammelsberg[5]), gaben ihm folgende Formel:

$$\left.\begin{matrix} 3\,MgO\,.\,2\,SiO_2 + Al_2O_3\,.\,2\,SiO_2 \\ 2\,(3\,FeO\,.\,2\,SiO_2 + Al_2O_3\,.\,2\,SiO_2) \end{matrix}\right\} + 2\,MgO\,.\,P_2O_5 \text{ u. s. w.}$$

Schon sehr früh, bereits im Jahre 1840 erkannte der russische Akademiker Wilhelm Böthlingk[6]) ganz richtig die Gesteinsnatur des Sordawalits und schilderte merkwürdig richtig die Beziehungen zwischen dem Sordawalit, dem Diabasvitrophyrit und dem Hornblendeschiefer von Sordawala. Ich erlaube mir die betreffende Stelle aus

[1]) N. Nordenskjöld, Bidrag till närmare kännedom af Finlands mineralier. Stockholm 1820.

[2]) E. F. Glocker, Mineralogische Jahreshefte. 1835, V, pag. 167.

[3]) A. Laurent, Ann. Chim. Phys. 1835, LIX, pag. 109.

[4]) Berzelius, Anwendung des Löthrohrs, pag. 275.

[5]) Rammelsberg, Handwörterbuch d. chem. Theils d. Mineralogie. 1841, II, pag. 158.

[6]) Wilhelm Böthlingk, Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland. II. Partie, pag. 20. (Lu le Jan. et 8. Mai 1840). In Bulletin scientifique publié par l'Académie Imp. des Sciences de St. Pétersbourg. T. VII, Nr. 13.

Böthlingk's Reisebericht wörtlich zu citiren: „Bei der Stadt Sordawala durchsetzt ein saigerer Doleritgang Hornblendeschiefer und Gneiss, die beim Contact mit dem ersten keine Veränderung zeigen. Der Doleritgang aber, der in der Mitte krystallinisch ist, wird nach dem Nebengestein zu immer dichter und beim Contact findet sich ein Saalband von 1—2 Zoll, welches aus einer obsidianartigen Masse besteht und in der Mineralogie unter dem Namen Sordawalit bekannt geworden ist. Dieses Mineral wäre somit, nach den geognostischen Verhältnissen zu urtheilen, nur ein Dolerit, der beim Empordringen aus der Tiefe durch Einfluss des kalten Nebengesteins zu schnell erstarrte, um einen krystallinischen Zustand annehmen zu können." Diese Betrachtungen Böthlingk's, dessen scharfsinnige Schlüsse blos auf geognostische Verhältnisse sich stützten, blieben aber den Mineralogen unbekannt.

Unter den Mineralogen, welche nur über kleine in den Sammlungen recht seltene Bruchstücke des Sordawalits verfügten, scheint Kenngott[1]) der Erste gewesen zu sein, welcher die eigentliche Natur des Sordawalits richtig auffasste. Obgleich er denselben noch unter den Mineralen anführt und auch seine chemische Formel — $RO\,SiO_3 + R_2O_3\,SiO_2$, wozu sich noch zwei Phosphate gesellen — gibt, so stellt er ihn doch in die Ordnung der Opaline, neben Obsidian, Sideromelan, Palagonit u. dergl., welche damals alle noch als Minerale betrachtet wurden. Damit war aber die eigentliche Natur des Sordawalits, als einer den genannten Substanzen analogen glasigen Substanz, bereits richtig verstanden. Bald darauf, 1863, wurde die Gesteinsnatur des Sordawalits und Wichtisits von A. E. Nordenskjöld[2]) richtig erkannt, in dessen „Beskrifning öfver de i Finland fauna mineralier" wir schon die Aeusserung finden, dass diese „Gångarter" irrthümlich als Minerale betrachtet werden. Aber noch im Jahre 1871 veröffentlichte Professor Jeremejeff[3]) eine kleine Notiz über den Sordawalit, den er, auf Grund der vorhandenen Analysen und der als Krystallform missdeuteten polygonalen

[1]) Kenngott, Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen im Jahre 1859, pag. 45.

[2]) A. E. Nordenskjöld, Beskrifning öfver de i Finland fauna mineralier, pag. 104 und 105.

[3]) Jeremejeff, Verhandl. der St. Petersburger Naturforscher-Gesellschaft, 1871, II, Abth. I, pag. 61.

Absonderungsform [1]), als einen kryptokrystallinisch bis amorph veränderten eisenreichen Malakolith betrachtete. Auf Grund seiner Winkelmessungen glaubte Jeremejeff die Combination eines Orthoprisma mit einem Ortho- und Basopinakoid vor sich zu haben.

Erst das Mikroskop sollte aber eine definitive Entscheidung bringen über die eigentliche Natur des Sordawalits. H. Fischer [2]) und mit ihm Rosenbusch [3]) betrachteten bereits den Sordawalit und Wichtisit als glasig erstarrte Schmelzflüsse und bezeichneten dieselben anfangs als Hyalomelane. Nachdem aber Törnebohm [4]), dem wir die erste mikroskopische Beschreibung dieser interessanten, nebst ähnlichen schwedischen Gangarten verdanken, ihr vortertiäres Alter und ihre Zugehörigkeit zum Trapp, respective Grünstein, bewies, erkannte Rosenbusch [5]) und mit ihm alle Petrographen den Sordawalit und Wichtisit als vitrophyre Ausbildungsform der Diabasporphyrite, respective als Diabaspechsteine an.

Etwas früher (1876) hatte schon Wiik [6]) den Sordawalit und Wichtisit, nur auf Grund der chemischen Analysen und ohne Törnebohm's Arbeit zu kennen, in die Rubrik der finnländischen Diabasgesteine gestellt und die Ansicht ausgesprochen, dieselben seien als glasartige amorphe Modificationen plutonischer, trappähnlicher Bergarten zu betrachten.

Dank der Liebenswürdigkeit meiner Collegen, der Herren B. Polenoff, W. Wernadsky und insbesondere J. Makeroff, sowie derjenigen des Herrn A. Loesch, am Berginstitut, hatte ich die Gelegenheit, verschiedene Proben des seltenen Sordawalits [7]) mikroskopisch studiren zu können. Da die Mikrostructur des Sordawalits sich viel complicirter und mannigfaltiger als an der von

[1]) Einige kleine „Spaltungsstücke", wenn man in diesem Falle den Ausdruck gebrauchen kann, erinnern ungemein an die Combination eines klinorhombischen Prisma mit dem Basopinakoid. Solche Formen fand ich unter den beim Dünnschleifen abgerissenen Stücken.

[2]) H. Fischer, Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien. 1869, pag. 13.

[3]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. der petrogr. wichtig. Mineralien. 1873, pag. 136.

[4]) A. E. Törnebohm, Några amorfa former af trapp. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., 1875, pag. 393.

[5]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1877, pag. 387.

[6]) F. J. Wiik, Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. 1876, pag. 37.

[7]) Von Wichtisit gelang es mir nicht, durchsichtige Dünnschliffe zu erhalten.

Törnebohm geschilderten Probe erwies und manches Neue mir eröffnete, so halte ich diesen Beitrag zur Kenntnis der noch so spärlich untersuchten vitrophyren Ausbildungsformen der Grünsteine für nicht uninteressant.

Wie bekannt, erscheint der anthracitähnliche Sordawalit als ein nur wenige Zoll mächtiger Ueberzug oder Saalband auf einem dichten schwarzen trapp- oder basaltähnlichen, den Amphibolit von Sordawala in Finnland (auf dem nördlichen Ufer des Ladogasees) gangartig durchsetzenden Gestein. Mein College Makeroff, dem ich die meisten und interessantesten Proben verdanke, theilte mir Folgendes über das Auftreten der Sordawalitgänge mit: „An einem kleinen Abhange an der Kirche von Sordawala (oder Serdobol) gewahrt man zwei nur einige Decimeter von einander entfernte Sordawalitgänge, welche den Amphibolschiefer in NS.-Richtung durchschneiden und selbst nach O. unter einem Winkel von 80—85° einfallen. Die Mächtigkeit dieser Gänge beträgt 1—3 Centimeter, stellenweise erreicht sie aber auch 8 Centimeter. Der Amphibolit, dessen Fallen hier SW. 120—125° < 20—25° ist, wird in der Nähe der Gänge feinkörniger als sonst und scheint sein schieferiges Gefüge zu verlieren."

Das dichte aphanitische Gestein, welches, wie bereits erwähnt, das Innere, oder besser die Hauptmasse, der Sordawalitgänge bildet, erweist sich unter dem Mikroskop als ein echter mikrolithischer Diabasporphyrit oder richtiger Vitrophyrit.

Der mikrolithische Vitrophyrit von Sordawala (Dünnschl. Nr. 10, Fig. 1). Bei schwacher Vergrösserung erscheint das Gestein als ein von unzähligen meistens schwarzen und viel seltener farblosen Mikrolithen überfülltes farbloses Glas; die Zahl der schwarzen magnetitischen Ausscheidungen ist überaus gross, so dass die farblosen Basistheile stellenweise sogar nicht zu sehen sind. Der überaus grösste Theil der Mikrolithe gehört dem Magnetit an und erscheint entweder in der Gestalt dünner Nadeln oder kleiner Vierecke und Quadrate, oder endlich verschiedener Zwischenformen. Während die Quadrate und unregelmässigen Ausscheidungen ohne jegliche Ordnung in der Basis zerstreut sind, weisen die Nadeln in ihrer Vertheilung eine bestimmte Gesetzmässigkeit auf, indem sie bald zu parallelen, bald zu divergentstrahligen, bald zu farnkrautähnlichen Gruppen sich reihen. Schon bei schwacher Vergrösserung

ist stellenweise eine radiäre oder parallele Gruppirung dieser Nadeln leicht zu merken; bei starker Vergrösserung können derartige gesetzmässige Gruppirungen, wie es auch gewöhnlich der Fall ist, bis in die kleinsten Details verfolgt werden.

Den Magnetitausscheidungen stehen an Zahl bei weitem die farblosen Plagioklaskrystalle zurück. Selten in Form grösserer beinahe porphyrartiger tafel- oder leistenförmiger Einsprenglinge (oft Zwillinge) erscheinend, sind die meisten Feldspathleisten, welche sich durch ihre vollkommene Reinheit und Durchsichtigkeit auszeichnen, ohne Ordnung in der glasigen Basis zerstreut. Schon bei schwachen Vergrösserungen sind dieselben leicht zu erkennen; sie treten aber noch schärfer bei Anwendung eines stärkeren Objectives hervor. Alsdann tritt mit Deutlichkeit die farblose Glasbasis, welche sonst von den zahlreichen Magnetitausscheidungen maskirt ist, höchst deutlich hervor. Neben den Plagioklasleisten kommen, wenn auch spärlicher, auch noch andere, gewöhnlich etwas längere und an den Enden spitz zukeilende, bräunlichrosa gefärbte Leisten mit grossem Auslöschungswinkel und grelleren Polarisationsfarben als die farblosen Plagioklase; auf Grund der genannten Eigenthümlichkeiten möchte ich diese Leisten einem Pyroxen zurechnen.

Die Plagioklasleisten sind oft von einem Magnetitrande umgeben. Ausserdem müssen noch unregelmässige grünlichgelbe, mit greller Aggregatpolarisation versehene Ausscheidungen (Epidot?) und kleine mit Calcit und Chlorit ausgefüllte Poren erwähnt werden.

Dieser Vitrophyrit scheint eine grosse Aehnlichkeit mit dem von Törnebohm beschriebenen Trapp von Carlberg bei Stockholm zu besitzen, welcher von Cleve[1]) die Benennung „Diabasit" erhielt.

An frischen Bruchstücken ist es makroskopisch schon ganz deutlich zu merken, dass der eben beschriebene Vitrophyrit an den äusseren Theilen des Ganges einen lithoidischen, violett oder weiss sphärolithisch gefleckten, allmählig in stark glänzenden und glasigen übergehenden Habitus annimmt. Wie das äussere Aussehen der verschiedenen Proben und die ziemlich weit abweichenden Analysen von N. Nordenskjöld[2]) und Wandesleben[3]) zu vermuthen

[1]) P. T. Cleve, Mineral-Analytiska Undersökningar, pag. 12.

[2]) A. E. Nordenskjöld, l. c. und in Schweigger, Journal für Physik u. Chemie, pag. 31, 148.

[3]) In Liebig's und Kopp's Jahresber. 1854, pag. 842 u. in Nordenskjöld, l. c.

Veranlassung gaben, weisen in der That die rein hyalinen und sphärolithischen Varietäten eine recht grosse Mannigfaltigkeit der Structur auf, so dass ich es vorziehe, zuerst die typischen Dünnschliffe einzeln zu beschreiben; ich beginne mit den einfacher struirten um von ihnen allmählig zu den complicirtesten überzugehen.

Rein hyaline Varietät (Dünnschl. Nr. 4.). Ein hellchocolatefarbiges reines und völlig durchsichtiges Glas, völlig frei von krystallinen Einsprenglingen. Als einzige Ausscheidungen kommen nur kleine unregelmässige Infiltrationen einer opaken wolkenfarbigen entglasten (?) Substanz und helle gelblichgrüne chloritisirte Partien vor, welch letztere ausschliesslich an Sprünge gebunden zu sein scheinen. Wo die Sprünge zahlreich sind, tritt ein ganzes System von Adern beider genannten Substanzen auf. Bei sehr starker Vergrösserung kann man unzählige winzige Körnchen, die dem eigentlich farblosen Glase seine Färbung zu verleihen scheinen, wahrnehmen.

Der Amphibolit ist im Contact mit diesem Glase viel feinkörniger als in den übrigen Theilen und hat hier eine regellosskörnige Structur, während dort die Hornblende in langen Striemen, von denen der Quarz flaserförmig eingeschlossen wird, erscheint.

Mikrofelsitische Varietät (Nr. 8); dieselbe ist auch absolut frei von Ausscheidungen, stellt aber kein structurloses Glas, sondern einen olivengrünen, schmutzig aussehenden, schuppigen und körnigen Mikrofelsit dar. Beide Varietäten kommen in den äussersten Theilen der Sordawalitgänge vor.

Hyalin-granellitische Varietät (Nr. 1). Graubraunes, rauh aussehendes Glas ohne jegliche krystallinische Ausscheidungen und in allen Richtungen von dünnen, stellenweise wie perlitischen Sprüngen und Spalten durchzogen. Stellenweise ist in dem Glase eine Neigung zur Sphärolithbildung zu merken. Eine Abwechslung wird in diesem einförmigen Glase dadurch hervorgebracht, dass hier zahlreiche ziemlich grosse (die mittleren 0·031 Millimeter) structurlose ockerbraune Ausscheidungen auftreten. Die Gestalt dieser Ausscheidungen ist meistens eine regelmässige, runde; oftmals schmelzen aber mehrere davon zu einem grossen unregelmässigen Ockerflecken zusammen. Die runden Flecken enthalten gewöhnlich einen dunkeln intensiver gefärbten Kern. Die Abwesenheit einer Abgrenzung dieser Ausscheidungen gegen die übrige Glasmasse, mit der sie, von

der Färbung abgesehen, auch sonst völlig identisch erscheinen, spricht für einen primären concretionären Charakter dieser Gebilde, die wir mit Recht nur als Pigmentconcretionen in der einförmigen Glasmasse, wie solche in Gläsern und Contactschiefern oft vorkommen, betrachten können. Die Auffassung dieser Gebilde als einfacher Pigmentconcretionen findet ihre Bestätigung noch darin, dass dieselben oft von einem entfärbten, viel helleren Hofe als die glasige Grundmasse selbst, umgeben sind.

Die Mannigfaltigkeit dieser Gebilde wird nicht allein durch ihre Gestalt, sondern auch dadurch bedingt, dass an ihrem Aufbau ausser dem gewöhnlichen reinen noch ein geflecktes Glas, zu dessen Beschreibung ich jetzt übergehe, Antheil nimmt. Das Präparat ist nämlich nicht ganz einförmig; mitunter kommen unregelmässig begrenzte, ziemlich grosse Partien eines hellgrauen oder gelblichen Glases vor, welches von unzähligen kleinen dunkeln Körnern, die nur kugelförmige Pigmentconcretionen zu sein scheinen und die ersten Anfänge einer Differenzirung des Glases andeuten, überfüllt ist. Zum Unterschiede von den Globuliten, welche schon als eine primitive Krystallisationsstufe anzusehen sind, möchte ich diese Körner „Granellite“ und das Glas ein „granellitisch-gekörneltes“ nennen. Gewöhnlich fasst man unter der Bezeichnung „Globulite“ ziemlich verschiedenartige Gebilde zusammen. Ich ziehe es vor, die Benennung „Globulite“ nur auf scheiben- oder tropfenförmige durchsichtige primitive Krystallgebilde zu beschränken; die einfachen, nur dunkler als die Basis gefärbten Körner oder Pigmentconcretionen trenne ich als „Granellite“ [1]) ab. Die Globulite sind Bläschen oder Scheiben und die Granellite Körnchen oder Knötchen (Taf. III, Fig. 2 *a* und Fig. 3). Im auffallenden Lichte erscheinen diese gekörnelten Partien völlig dunkel, während das reine braune Glas, dank seiner rauhen Oberfläche, dabei wolkigweiss wird. Da die Färbung des granellitischen Glases hier, wie auch sonst, im umgekehrten Verhältnis zu der Menge der ausgeschiedenen Granellite steht, so kommen offenbar auch hier örtliche Abwechslungen in der Intensität der Färbung vor. Die granellitischen Partien erscheinen nur selten in Form regelmässiger runder Flecke; gewöhnlich haben dieselben eine unregelmässige Gestalt und sind von einem dunkeln Rande umgeben.

[1]) Richtiger wäre „Granulite“, wenn dieses Wort nicht schon eine petrographische Bedeutung besässe.

Ab und zu trifft man in dem Glase merkwürdig regelmässige kleine runde Poren, welche mit Calcit, Chlorit und Quarz ausgefüllt sind.

Granellitische Varietät (Nr. 2; Taf. III, Fig. 2). Ein helles chocolatefarbiges, von dunkeln Körnern überfülltes „granellitisches" Glas, welches von vielen, stellenweise zu einem dichten Netz zusammentretenden, Sprüngen durchzogen ist. Diesem Glase sind unregelmässige Partien einer mehr oder weniger reinen hellgrasgrünen isotropen Substanz untergeordnet, ohne durch irgend welche Grenze davon geschieden zu sein. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass hier die Anfänge einer Chloritisirung des Glases vorliegen, wofür auch die Limonitisirung mancher dieser Partien spricht.

Die grünen Partien sind meistens rundlich oder länglich-oval gestaltet und bilden, wenn sie grösser sind, einzeln liegende Flecken in dem chocolatefarbigen Glase; die kleineren treten aber oft zu zierlichen Arabesken zusammen und verleihen dadurch dem Präparat ein mosaikartiges Aussehen. Die intensiver gefärbten in die Länge ausgezogenen Arabesken, welche in dem chocolatefarbigen Glase sich schlängeln, sind gewöhnlich von einer entfärbten Zone umgeben, die in der unmittelbaren Nähe der Arabeske sogar ganz farblos ist. Die Arabeskentheile sind durchsichtiger als das übrige Glas, weshalb sie auch im auffallenden Lichte als dunkle Partien auf wolkigem Grunde erscheinen.

Bei sehr starker Vergrösserung ist das ganze Präparat — das durchsichtige Glas wie auch die Granellite — von unzähligen kleinsten Körnern durchspickt; im strengsten Sinne des Wortes ist es also kein Glas, sondern ein körniger Mikrofelsit.

Globulitisch entglaste Varietät (Nr. 5; Fig. 3). Ein olivengrünes, etwas schmutzig aussehendes Glas, das von einem ganzen System von farblosen Strängen in viele rundliche seltsame Partien getheilt wird. Beim Drehen des Objecttisches zwischen gekreuzten Nicols zeigen diese Partien ein ziemlich lebhaftes, durch Spannung bedingtes Aufleuchten, welches sie, ebenso wie auch die Intensität ihrer Färbung, einer Unzahl von winzigen durchsichtigen Globuliten verdanken. Die, oft wie perlitische Sprünge aussehenden, farblosen Zwischenräume zwischen den olivenfarbigen Partien werden von einem farblosen Glase gebildet. Während einzelne Theile des Präparates das eben geschilderte Aussehen besitzen, herrschen in anderen

Theilen die farblosen Partien vor, so dass dort das gefärbte Glas in Form von Adern zwischen diesen Partien erscheint. Bei genauer Betrachtung erweist es sich, dass ein substantieller Unterschied zwischen beiden Bestandtheilen nicht existirt und dass derselbe nur durch locale Anhäufungen von gefärbten Globuliten bedingt wird. Auch die farblosen Partien sind nirgends, ausser in den schmalen aderförmigen Theilen, ganz frei von den Globuliten. So lange aber letztere vereinzelt oder in kleinen Gruppen zerstreut sind, verleihen sie dem Glase nur eine geringe Trübung; gewöhnlich treten aber die Globulite zu dichten Cumuliten zusammen und in diesem Falle bleibt auch das Glas, worin dieselben eingebettet sind, nicht farblos, sondern erhält eine braune Färbung. Die Intensität dieser Färbung wächst in Proportion mit der Menge der Globulite, so dass es leicht ist den allmähligen Uebergang von dem farblosen, nur durch einzelne Globulite getrübten Glase durch echte Cumulite zu den ersterwähnten braungrünen oder olivenfarbigen dunkeln Partien zu verfolgen. Die dunkeln Partien stellen somit nur dunkel gefärbte, von Globuliten überfüllte Theile des Glases dar, während die farblosen Stränge und Partien das durch die Concentration des Pigmentes in den Globuliten und dem dunkeln Glase entfärbte, glasige Residuum des Gesteinsmagmas bilden. Der kreisförmige oder perlitische Verlauf mancher Striemen des farblosen Glases liesse sich vielleicht am besten durch die Bestrebung der Globulite, sich zu sphärischen Cumuliten zu sammeln, erklären.

Die Globulite bilden graue oder braune durchsichtige (polarisirende?) und von einem dunkeln Rande umgebene runde Bläschen oder Scheiben, besitzen somit alle charakteristischen Merkmale dieser interessanten Gebilde.

Mitunter kommen auch rein glasige chocolatefarbige Partien vor.

Sphärolithische Varietät (Nr. 3). Ein schmutziggrauer halbdurchsichtiger, feinkörniger Mikrofelsit ohne krystallinische Ausscheidungen; enthält kleine, von Calcit oder Chlorit ausgefüllte Hohlräume. Der graubraune Mikrofelsit wird oft durch rundliche Ausscheidungen einer wolkigen, grauweissen, amorphen Substanz verdrängt. Dieselbe weist oft eine Neigung zu radialfaseriger Structur auf und gestaltet sich sogar manchmal zu echten Sphärolithen. In den am vollkommensten ausgebildeten Sphärolithen beobachtet man einen dunkeln centralen Kern, in welchem oft auch eine kleine, an

beiden Enden gegabelte Plagioklasleiste zu finden ist (Taf. III, Fig. 4 *a*), ferner einen durchsichtigen hellbraunen, nicht immer deutlich radialfaserig struirten Hof, worauf endlich ein dunkler Rand folgt, der den Sphärolith von der Grundmasse oder von anderen Sphärolithen abgrenzt. In den meisten Fällen sieht man keine so vollkommenen Sphärolithe wie der eben beschriebene, sondern nur formlose, rundlich contourirte Ausscheidungen der genannten wolkigen Substanz, die oft grössere Theile des Präparates einnehmen und alle Anzeichen zu einem unbestimmten Flecken zusammengeschmolzener, werdender Sphärolithbildungen an sich tragen. Oft sind solche Partien von einem dunkeln Rande umgeben und enthalten unregelmässige intensiv rothbraun gefärbte Ausscheidungen, welche wahrscheinlich die Zwischenräume zwischen den primitiven, zu einem Flecken zusammengeschmolzenen Sphärolithen bilden.

Bei mikroskopischer Betrachtung erscheinen die sphärolithischen Gebilde entweder als einzelne weisse Sphärolithe auf brauner glasiger Unterlage oder als ganze Sphärolithstränge (traînées de sphérolithes), wie in den sauren Gläsern.

Sphärolithisch-radiolithische Varietät (Nr. 6; Fig. 4 *b*). Die Devitrification hat hier einen anderen Charakter als in dem vorhergehenden Präparate, sie ist nämlich sphärolithisch und zugleich „radiolithisch". Echte gut ausgebildete Sphärolithe sind hier nicht sehr zahlreich, jedenfalls seltener als in dem nächstfolgenden Präparate. Dafür zeigt aber das ganze Gestein eine starke Neigung zu sphärolithischer oder richtiger divergentstrahliger Entglasung, indem das Präparat bei gekreuzten Nicols in eine Menge mehr oder weniger regelmässiger radialfaseriger Sectoren zerfällt. Die dunkeln Strahlen, welche in manchen dieser Sectoren auch ohne Analysator deutlich zu sehen sind (Fig. 4 *b*), bestehen zum Theil aus zahlreichen aneinandergereihten Globuliten und Körnern, die das Glas in eine Reihe von schmalen Strahlen eintheilen. In anderen Partien, wo die Strahlen nicht deutlich zu sehen sind, zerfällt das Präparat bei gekreuzten Nicols in ein mosaikartiges Aggregat von unregelmässigen Partien und von kleinen Sectoren, über die, bei Drehung des Objecttisches, Schatten, die nur Arme der Kreuze bei echten Sphärolithen darstellen, herüberhuschen. Auf diese Weise leuchten alle Theile des Präparates bei Drehung des Mikroskoptisches successiv auf. Diese Art der Entglasung, bei der die Strahlen eine Neigung zu

radiärer Gruppirung zeigen, aber zu echten Sphärolithen nicht zusammentreten konnten, möchte ich, zum Unterschiede von der echt sphärolithischen, eine „radiolithische“ oder „divergentstrahlige“ nennen.

Das radiolithische Glas (stellenweise auch Mikrofelsit) steht in der Mitte zwischen dem echt globulitischen und dem echt sphärolithischen und erinnert an globosphäritische Bildungen. Bei gekreuzten Nicols treten sehr deutlich die schmalen hellen Strahlen zwischen den dunkeln Körner- oder Globulitenreihen hervor; am deutlichsten sind diese Strahlen in den inneren Theilen der Sectoren; weiter nach aussen anastomosiren sie unter einander durch winzige Querstrahlen und fliessen endlich am äusseren Rande des radialfaserigen Sectors zu einem hellen Hofe zusammen. In manchen Fällen bleibt es natürlich schwer, zu entscheiden, ob diese radiäre Structur durch eine wirkliche strahlenförmige Structur des Glases oder nur durch eine regelmässige Anordnung von kleinsten Körnern und Globuliten hervorgebracht wird.

Echt sphärolithische Bildungen fehlen auch nicht in diesem Präparate; da sie sich aber von denen in den Nr. 3 und 7 nicht unterscheiden, so bleibe ich bei ihnen nicht länger stehen.

Sphärolithisch-mikrolithische Varietät (Nr. 7). Sehr complicirtes Präparat, das neben rein hyalinen, mosaikartigen und sphärolithischen Partien auch mikrolithische enthält. An diesem Präparate tritt besonders deutlich die enge Verknüpfung aller Structurvarietäten des Sordawalits hervor, wobei das Hauptinteresse in dem abrupten Auftreten mikrolithisch entglaster Partien liegt.

Die rein hyalinen Theile bieten, durch den often und abrupten Wechsel verschiedenfarbiger, bald grell gelblichgrüner, bald isabellfarbiger, bald chocolate- bis sepiafarbiger Glastheile und durch deren complicirte mikroeutaxitische [1]) oder mosaikartige Verknüpfung, eine überaus grosse Mannigfaltigkeit, die sich kaum durch Worte wiedergeben lässt. Bald wird das chocolatefarbige Glas durch ein ganzes Netz dünner farbloser Adern in eine Menge rundlicher kleiner Partien getheilt, wodurch es ein mosaikartiges Aussehen erhält; es trifft sich auch der umgekehrte Fall, nämlich dass die Adern gefärbt

[1]) Ich gebrauche diesen Ausdruck als einfache Structurbezeichnung, wie er ursprünglich von Reiss gebraucht wurde, ohne ihn auf eine bestimmte Gesteinsgruppe (Trachyte oder Phonolithe) zu beschränken.

und die Masse des Glases farblos ist. Bald bildet das chocolatefarbige Glas auf entfärbter Unterlage ein ganzes System concentrischer halbmondförmiger Fransen, welche unregelmässig vertheilte sepiafarbige Flecken miteinander verbinden. In diesem letzten Falle ist die glasige Unterlage, wie bereits erwähnt, entfärbt; in denjenigen Theilen des Präparates, wo die genannten Fransen fehlen, erhält aber dieselbe eine gelblichgrüne Färbung.[1]) Die verschiedenartige Verknüpfung aller dieser Glaspartien, eine Beimengung unregelmässiger brauner Ausscheidungen, das abrupte Auftreten von verschiedenartigen, sphärolithischen und grauen oder braunen mikrolithischen Partien — alle diese Verhältnisse bedingen eine sehr complicirte und mannigfache Beschaffenheit dieses Präparates.

Die mikrolithischen Partien sind entweder opakbraun oder wolkengrau und in diesem letzten Falle von einem helleren braunen Hofe umgeben. Die Nadelmikrolithe, die manchmal zu dichten Haufen zusammentreten, hinterlassen oft Zweifel über ihren eigentlichen Charakter. Die einen gehören echten polarisirenden nadelförmigen Krystallen an, die anderen stellen jedoch echte, aus Longuliten oder Globuliten, die auch vereinzelt in dem Gestein zerstreut sind, zusammengesetzte Margarite dar. Diese krystallitisch-mikrolithischen Partien erinnern an einige Pechsteine und stehen auf einer niedrigeren Stufe der krystallinischen Entwicklung als der krystallinisch-mikrolithische Diabasvitrophyrit, welcher die innere Hauptmasse der Sordawalitgänge bildet (siehe oben Nr. 10).

Die sphärolithischen Theile haben eine schmutzigbraune Färbung und sind durchspickt von grauen (magnetitischen?) Staubkörnern, welche stellenweise zu ziemlich bedeutenden Haufen zusammentreten und dem Präparat ein trübes Aussehen verleihen. Jeder Sphärolith ist von einer kreisförmigen. aus den erwähnten Körnern bestehenden schwarzen Kante umgeben; untereinander werden die benachbarten Sphärolithe durch streifenförmige helle Höfe getrennt. Die Sphärolithe haben nicht immer eine sehr vollkommene Ausbildung; der centrale Theil besteht gewöhnlich aus einer grobradialfaserigen oder auch unregelmässigen intensiv gefärbten Ausscheidung und besitzt eine Wirkung auf das polarisirte Licht, meistens aber ohne das dunkle

[1]) Es ist nicht unwahrscheinlich, dass all diese Verhältnisse zum Theil nicht primärer Natur sind, sondern auch durch secundäre Umwandlungsprocesse (wie Chloritisirung) hervorgebracht werden können.

Kreuz aufzuweisen; der peripherische Theil der Sphärolithe besteht aus einem undeutlich faserigen trüben Glase mit unregelmässiger oder örtlicher Wirkung auf das polarisirte Licht. Manchmal besitzen diese Sphärolithe eine regelmässige Gestalt, öfter sind sie aber nicht völlig entwickelt oder gut begrenzt, indem sie nur, manchmal sogar zu einem einzigen Gebilde verschmolzene Theile von Sphärolithen darstellen. In dieser Beziehung unterscheidet sich dieses Präparat recht scharf von Nr. 6 und 3, in welchen wir echte, streng von der Grundmasse gesonderte Sphärolithe sahen, während hier vollkommene Sphärolithe oder eine scharfe Grenze zwischen denselben und der bis zum Minimum herabgesunkenen glasigen Zwischenmasse viel seltener sind.

In den sphärolithischen Theilen des Präparates treten in unregelmässiger Vertheilung dunkelbraune oder ockerfarbige rundliche Ausscheidungen auf; in den Zwischenräumen zwischen den eigentlichen Sphärolithen treten dieselben oft zu formlosen Flecken zusammen. Zu erwähnen sind noch zahlreiche kleine runde Poren, die mit Quarz, Kalkspath und Chlorit ausgefüllt sind.

Mitunter kommen in diesem Präparate wie auch in einigen der vorhergehenden graue wolkenfarbige Ausscheidungen vor, welche oft ein Feldspathleistchen im Centrum enthalten und, ohne äusserlich regelmässig begrenzt zu sein, starke Neigung zu sphärolithischer Structur besitzen. Diese Ausscheidungen scheinen die Mitte zwischen den echt sphärolithischen und den mikrolithischen Partien einzunehmen. Die echten Sphärolithgebilde bestehen hingegen, wie bereits mehrmals erwähnt, aus einem durchsichtigen braunen Glase und gehören wohl in den meisten Fällen zu den Felsosphäriten mit oder ohne (besonders zum Rande hin) deutlich radialfaseriger Beschaffenheit.

Die Vertheilung der verschiedenen Structurformen in den Sordawalitgängen entspricht dem Grade ihrer Krystallinität, oder richtiger ihrer Entglasungsstufe. Die Hauptmasse des Ganges wird von dem mikrolithischen Diabasvitrophyrit gebildet; die äusserste Rinde oder das Saalband besteht aus den hyalinen Varietäten, wobei die stark glänzenden Proben rein glasig, die matten mikrofelsitisch, granellitisch oder globulitisch sind. Zwischen diesen äussersten Gliedern liegt endlich ein Streifen der verschiedenen sphärolithischen Ausbildungsformen (oft mit mikrolithisch entglasten Partien), welche auch structurell die Zwischenstufe bilden.

Schlussbetrachtungen.

Wie aus der gegebenen Einzelbeschreibung der typischen Dünnschliffe leicht zu ersehen ist, können mehrere morphologisch gut charakterisirte, wenn auch nicht immer körperlich streng gesonderte Structurvarietäten des Sordawalits unterschieden werden. Diese Varietäten sind folgende: 1. eine rein hyaline, manchmal nur gefleckte oder gekörnelte, aber nicht entglaste Ausbildungsform; 2. globulitisch entglaste Abart; 3. sphärolithisch ausgebildete Erstarrungsform; 4. mikrolithische Ausbildungsform, den Uebergang zu dem krystallinisch-mikrolithischen Vitrophyrit des Innern der Sordawalitgänge bildend. In einzelnen dieser vier Haupttypen können noch mehrere Unterabtheilungen unterschieden werden. So ist die hyaline Ausbildungsform bald ganz rein und frei von Ausscheidungen, bald dicht gefleckt von kleinen stark pigmentirten Knötchen — granellitisches Glas; bald ist dieselbe endlich theilweise differenzirt und besitzt eine complicirte mikroeutaxitische oder mosaikartige, wenn auch rein hyaline Structur. Endlich gestaltet sich dieselbe oft auch zu einem schuppigen oder körnigen Mikrofelsit. Ebenso können in der sphärolithischen Varietät mehrere Arten von mehr oder weniger vollkommenen sphärolithischen Bildungen aufgezählt werden; ausserdem weist diese Ausbildungsform, ausser der echt sphärolithischen, noch eine weniger vollkommene divergentstrahlige oder radiolithische Entglasung auf. Die beiden übrigen Typen, namentlich der globulitische, sind dagegen beinahe ganz einförmig. Die strenge structurelle Differenzirung der untersuchten Varietäten verhindert dieselben aber keineswegs nicht allein an einem Gesteinskörper, sondern sogar in ein und demselben Dünnschliffe aufzutreten, wobei die wichtigeren Structurformen sich schon makroskopisch kundgeben. Bei makroskopischer Betrachtung sind die hyalinen und globulitisch entglasten Varietäten schwarz gefärbt und stark glasig glänzend und besitzen einen ganz glasigen pechstein- oder anthracitähnlichen Habitus; die Sphärolithe bilden weisse oder violette, lithoidische, runde und längliche Flecken, die oft zu ganzen Striemen und Bändern, ganz analog den sogenannten traînées de sphérolithes in den sauren Gläsern, zusammenschmelzen. Dem mikrolithischen Vitrophyrit ist, wie bereits erwähnt, ein schwarzes dichtes und mattes basalt- oder trappähnliches Aussehen eigen;

endlich finden sich auch Zwischenstufen zwischen dieser und der rein glasigen Ausbildungsform.

Eine andere interessante Thatsache, welche sich aus der Beschreibung der einzelnen Typen ergibt, ist die Wechselbeziehung zwischen der Färbung des Glases und der Menge der stark pigmentirten, respective metallischen, Ausscheidungen. Bekanntlich rührt die dunkle Färbung vieler Gesteine hauptsächlich von den Eisenoxyden (auch Titan) her, welche, wie ebenfalls bekannt[1]), die allzuerst ausgeschiedenen Gemengtheile der basischen Gesteine sind. Wo die Krystallisation bei solchen Bedingungen vor sich geht, dass die Eisenoxyde sich in mineralischer Form (meistens als Magnetitkörner oder Krystalle) ausscheiden können, da bleibt das glasige Residuum, falls ein solches vorhanden, völlig oder beinahe farblos. Dieses sehen wir auch an dem mikrolithischen Vitrophyrit der Sordawalitgänge. Das Gegentheil davon bietet uns die völlig glasige äussere Kruste dieser Gänge, welche ein stark pigmentirtes Glas darstellt. Als erste und auch einzige Ausscheidungen der hyalinen Sordawalitvarietäten erscheinen intensive braun- oder ockerfarbige Knollen und Körner — Pigmentconcretionen — wobei das Glas schon eine viel hellere Färbung besitzt. In denjenigen Präparaten, wo verschieden gefärbte Glaspartien vorkommen, tritt mit Deutlichkeit hervor, wie jede spätere Erstarrung immer heller ist als die vorhergehende, so dass immer dunklere Arabesken und Zeichnungen auf hellerer Unterlage beobachtet werden und nicht umgekehrt. Da wo die Pigmentconcentration zu einzelnen Centren sehr energisch geschah, bleiben oft, auch ohne eingetretene Magnetitbildung, farblose Glaspartien zwischen den intensiv gefärbten, wie es z. B. bei dem globulitischen Typus bereits erwähnt worden ist. Mit einem Worte, die Färbung der glasigen Basis steht im umgekehrten Verhältnis zu der Quantität der individualisirten metallischen oder auch nicht individualisirten aber stark pigmentirten und eisenhaltigen Ausscheidungen, und müssen letztere als die ersten Anfänge einer Individualisation der Eisenoxyde betrachtet werden.[2])

Zum Schluss sei noch erwähnt, dass, wenn auch der Sordawalit einen typischen schiefrigen Amphibolit gangförmig durchsetzt, seine

[1]) Rosenbusch, Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. N. J. 1882, II, 1.

[2]) Vergl. auch Törnebohm, l. c. über die Anfänge der Magnetitbildung.

Zugehörigkeit zu den Pyroxengesteinen, wie der mikrolithische Vitrophyrit, welcher das Innere der Sordawalitgänge bildet, es lehrt, jedenfalls viel wahrscheinlicher als zu den amphibolhaltigen erscheint: deswegen erscheint auch seine Bezeichnung als Diabasvitrophyrit, respective Diabaspechstein von Sordawala, wenn man die örtliche Benennung fallen lässt, als völlig berechtigt.

Geolog. Cabinet der Universität St. Petersburg, Juni 1887.

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Mikrolithischer Diabasvitrophyrit aus dem inneren Theil des Sordawalitganges. Farblose glasige Basis überfüllt von magnetitischen Ausscheidungen und weniger zahlreichen Feldspathleisten (Nr. 10). Vergr. 140mal.

Fig. 2. *a* Granellitisch gekörneltes Glas (Nr. 2).
b Arabeskenglas (Nr. 2). Vergr. 70mal.

Fig. 3. Globulitisch entglaster Sordawalit (Nr. 5). Vergr. 140mal.

Fig. 4. *a* Sphärolith mit Feldspathleistchen im Centrum (Nr. 7). Vergr. 70mal.
b Radiolithisch entglaster Sordawalit; rechts zwei mikrolithische Partien (Nr. 6). Vergr. 70mal.

VI. Chemische Untersuchung der Säuerlinge von Tatzmannsdorf in Ungarn.

Von Professor **E. Ludwig.**

Der Curort Tatzmannsdorf (ungarisch Tarcsa) liegt im nordwestlichen Theile des Eisenburger Comitates, in der Nähe der niederösterreichisch-steierisch-ungarischen Grenze unter 47° 15 nördl. Breite und 33° 45 östlicher Länge, 346 Meter über dem adriatischen Meere auf der Grenze zwischen Glimmerschiefer und Congerienschichten, welche letzteren aus thonigen und sandigen Ablagerungen bestehen und stellenweise von Belvedereschotter überlagert werden. Die Gesteinsgrenze verläuft hier ungefähr nord-südlich. Der Glimmerschiefer, welcher sich im Osten von Tatzmannsdorf ausbreitet, bildet nach der Hauer'schen Karte eine halbinselförmige Masse, welche im Westen mit den krystallinischen Schiefern des Wechselgebirges zusammenhängt und im Osten von Congerienschichten umgeben, sich bis Güns ausbreitet. Der Complex besteht aus weissen und grünlichen Glimmerschiefern mit Einlagerungen von Kalkglimmerschiefer. Die Schiefer haben bei nord-südlichem Streichen ein westliches Einfallen.

Nördlich vom Curorte, bei Bernstein, treten an der schmalsten Stelle der halbinselförmigen Schiefermasse Serpentine und Chloritschiefer auf. Zwischen Neustift und Goberling hat man abbauwürdige Gänge von Antimonit angefahren. Die Congerienschichten, welche eine Fortsetzung der tertiären Ausfüllungen der Grazer Bucht darstellen, enthalten an der Gesteinsgrenze glimmerreiche Thonlager und umschliessen nicht selten schwache Flötze von Braunkohle.

Für die Genesis der Tatzmannsdorfer Quellen dürften die Basalteruptionen von Bedeutung sein, welche bei Ober-Pullendorf und bei Landsee im NO. von Tatzmannsdorf die Congerienschichten durchbrechen. Eine Linie, welche jene Basalte mit den vulcanischen Bildungen der Grazer Bucht bei Gleichenberg und Klöch verbindet, berührt unseren Curort, dessen Quellen durch ihren Reichthum an Kohlensäure auf eine frühere intensive Wirkung des Erdinnern hindeuten.

Es entspringen in Tatzmannsdorf im ganzen acht Mineralquellen, aber nur drei von ihnen sind ergiebig, die Karls-, Maximilians- und Gabrielsquelle; diese finden schon seit langer Zeit therapeutische Verwendung. [1])

Die Wässer dieser Quellen sind schon wiederholt analysirt worden. Die älteren Analysen, von Tognio, Wagner, Macher und Mojsisovics ausgeführt, entsprechen nicht unseren heutigen Anforderungen, sie sind unvollständig, dagegen ist eine neuere, von J. Molnar im Jahre 1860 ausgeführte Analyse vollständig und den Anforderungen entsprechend, ich werde auf ihre Ergebnisse später noch zurückkommen.

Auf Ansuchen des Herrn Grafen Carl Batthyány [2]) habe ich die Wässer der drei genannten Quellen im Jahre 1883 analysirt; am 21. Juli 1883 habe ich selbst an den Quellen die nöthigen Vorarbeiten besorgt.

Die Quellen liegen nur wenige Schritte von der Fahrstrasse entfernt, welche den Curort von NO. nach SW. durchzieht. Die Maxquelle ist von der Gabrielsquelle ungefähr 70 Meter entfernt, zwischen diesen beiden, u. zw. näher der Maxquelle befindet sich die Karlsquelle. Alle drei Quellen sind mit steinernen Fassungen von kreisrundem Querschnitt versehen, deren Durchmesser für die Gabrielsquelle 85 Centimeter, für die Karlsquelle 74 Centimeter und für die Maxquelle 97·5 Centimeter beträgt. Die Höhe der Wassersäule ist bei der Gabrielsquelle 1·64 Meter, bei der Karlsquelle 4·4 Meter und bei der Maxquelle 3·06 Meter.

Qualitativ verhalten sich die Wässer der drei Quellen gleich; frisch geschöpft sind sie farblos, klar und besitzen Geruch und Geschmack der Eisensäuerlinge, bei längerer Berührung mit der Luft verlieren sie allmählig, beim Erwärmen rasch Kohlensäure und es scheidet sich ein blass rostfarbener Niederschlag ab, die Reaction wird dann deutlich alkalisch, während sie ursprünglich wegen des Gehaltes an freier Kohlensäure schwach sauer ist.

---

[1]) Nach einer im Besitze der gräflich Batthyány'schen Familie befindlichen Urkunde fand eine feierliche Eröffnung des Bades in Tatzmannsdorf im Jahre 1620 statt.

[2]) Der Curort Tatzmannsdorf ist seit Menschengedenken im Besitze der gräflich Batthyány'schen Familie; die gegenwärtigen Besitzer sind Frau Gräfin Caroline Batthyány und deren Sohn Herr Graf Carl Batthyány.

Durch die qualitative Analyse werden in dem Wasser folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Brom, Jod, Schwefelsäure, Kohlensäure, Phosphorsäure, Borsäure, nicht flüchtige organische Substanzen und flüchtige organische Säuren, von denen Ameisensäure durch die reducirende Wirkung und Buttersäure an ihrem charakteristischen Geruche erkannt wurden.

Die aufgezählten Bestandtheile sind mit Ausnahme des Jod und der flüchtigen organischen Säuren in dem Wasser der Karlsquelle und der Maxquelle quantitativ bestimmt worden. Das Wasser der Gabrielsquelle habe ich nur auf seinen Gehalt an kohlensaurem Eisen, kohlensaurem Natrium und Chlornatrium untersucht.

Was die Ergiebigkeit der drei Quellen anbelangt, so entnehme ich einer von dem Badearzte Herrn Dr. Ludwig Thomas veröffentlichten Schrift [1]) folgende Daten: Aus der Karlsquelle können in 24 Stunden 537 Eimer, d. i. ungefähr 300 Hektoliter, geschöpft werden, die Ergiebigkeit der Maximiliansquelle beträgt für eine Stunde $70^1/_2$ Eimer, d. i. ungefähr 39 Hektoliter und aus der Gabrielsquelle fliessen durch die Abflussröhre in 24 Stunden 180 Eimer, d. i. ungefähr 100 Hektoliter ab.

Vom Grunde der Quellen steigen fortwährend Gasblasen auf, insbesondere liefert die Karlsquelle sehr bedeutende Gasmassen. Ich habe Proben von diesem frei aufsteigenden Gase aufgesammelt, untersucht und dabei gefunden, dass dasselbe nahezu reine Kohlensäure ist, es wird von Aetzkali bis auf einen unabmessbaren Rückstand absorbirt.

Ich lasse nunmehr die Resultate der quantitativen Bestimmungen folgen.

Karlsquelle.

Die Temperatur des Quellwassers betrug am 21. Juli 1883 12·2° C. bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 23·5° C.

Das specifische Gewicht des Wassers, bei 12·8° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen, wurde = 1·004397 gefunden.

Lithium. 6019·8 Gramm Wasser gaben 0·0635 Gramm Chloride, welche zu 50 Cubikcentimeter gelöst wurden; 30 Cubikcentimenter der Lösung gaben 0·1133 Gramm Chlorsilber, 20 Cubik-

[1]) Der Curort Tatzmannsdorf (Tarcsa). Balneologische Skizze von Dr. Ludwig Thomas, Badearzt. 1885. Druck von Ludwig Schodisch in Oberwarth.

centimeter gaben 0·0012 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium. Aus diesen Zahlen folgt: 0·0202 Gramm Lithiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Kalium, Natrium. I. 482·271 Gramm Wasser gaben 0·9726 Gramm Chloride, bei der Trennung 0·0962 Gramm Kaliumplatinchlorid, entspr. 0·3852 Gramm Kaliumoxyd und 10·3456 Gramm Natriumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

II. 419·247 Gramm Wasser gaben 0·8566 Gramm Chloride und 0·0891 Gramm Kaliumplatinchlorid, entspr. 0·4100 Gramm Kaliumoxyd und 10·4652 Gramm Natriumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 1504·45 Gramm Wasser gaben 0·0879 Gramm Kieselsäure, 0·9810 Gramm reines Calciumoxyd und 0·8420 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entspr. 0·5843 Gramm Kieselsäure, 6·5207 Gramm Calciumoxyd, 2·0160 Magnesiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

II. 1547·52 Gramm Wasser gaben 0·0886 Gramm Kieselsäure, 1·01296 Gramm reines Calciumoxyd und 0·8764 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entspr. 0·5725 Gramm Kieselsäure, 6·5456 Gramm Calciumoxyd und 2·0401 Gramm Magnesiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Strontium, Baryum, Eisen, Aluminium, Phosphorsäure und Borsäure. 12,829·4 Gramm Wasser gaben 0·071 Gramm Eisenoxyd, 0·0064 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0024 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, 0·0017 Gramm Chlorbaryum, 0·0669 Gramm salpetersaures Strontium, ferner wurden bei der Borsäurebestimmung folgende Werthe erhalten: Borsäure und Magnesia 0·016 Gramm, pyrophosphorsaure Magnesia 0·0276 Gramm. Aus diesen Zahlen ergeben sich für 10,000 Gramm Wasser: 0·0553 Gramm Eisenoxyd, 0·005 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0013 Gramm Phosphorsäureanhydrid, 0·0047 Gramm Borsäureanhydrid, 0·0009 Gramm Baryumoxyd und 0·0255 Gramm Strontiumoxyd.

Eisen, Mangan. 6341·51 Gramm Wasser gaben 0·035 Gramm Eisenoxyd und 0·0069 Gramm Manganoxyduloxyd, entspr. 0·0552 Gramm Eisenoxyd und 0·0101 Gramm Manganoxydul für 10,000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 186·13 Gramm Wasser gaben 0·2397 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entspr. 3·1709 Gramm Chlor für 10,000 Gramm Wasser.

II. 179·718 Gramm Wasser gaben 0·2313 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entspr. 3·1689 Gramm Chlor für 10,000 Gramm Wasser.

Brom. 20,084·4 Gramm Wasser wurden verwendet, die zwei Hälften der entsprechend vorbereiteten Mutterlauge verbrauchten in zwei Versuchen zur Austreibung des Broms 7·1 und 7·7 Cubikcentimeter Chlorwasser; 1 Cubikcentimeter Chlorwasser entsprach beim I. Versuch 0·00326 Gramm Brom, beim II. Versuch 0·00303 Gramm Brom; demnach für 10,000 Gramm Wasser nach dem I. Versuch 0·0230 Gramm, nach dem II. Versuch 0·0232 Gramm Brom.

Schwefelsäure. I. 499·252 Gramm Wasser gaben 0·4845 Gramm schwefelsauren Baryt, entspr. 3·3318 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10,000 Gramm Wasser.

II. 407·480 Gramm Wasser gaben 0·3997 Gramm schwefelsauren Baryt, entspr. 3·3675 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10,000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. I. 187·708 Gramm Wasser gaben 0·854 Gramm Kohlensäure, entsprechend 45·4962 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

II. 187·708 Gramm Wasser gaben 0·856 Gramm, entsprechend 45·6027 Gramm Kohlensäure für 10,000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 503·099 Gramm Wasser gaben nach dem Abdampfen mit Schwefelsäure und Vertreiben ihres Ueberschusses 2·3647 Gramm Rückstand von neutraler Reaction, entspr. 47·003 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. Der Abdampfrückstand von 1003·3 Gramm Wasser, in entsprechender Weise behandelt und bei 160° C. getrocknet, ergab einen Glühverlust von 0·009 Gramm, entspr. 0·0897 Gramm organischer Substanz für 10,000 Gramm Wasser.

Maximiliansquelle.

Die Quellentemperatur betrug am 21. Juli 1883 13·4° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 23·5° C.

Das specifische Gewicht des Wassers wurde bei 12·8° C. (destillirtes Wasser von dieser Temperatur = 1 gesetzt) 1·00442 gefunden.

Lithium. 10,042·4 Gramm Wasser gaben 0·0424 Gramm Chloride, welche zu 50 Cubikcentimeter gelöst wurden: 30 Cubik-

centimeter der Lösung gaben 0·0741 Gramm Chlorsilber und 0·008 Gramm Silber; 20 Cubikcentimeter der Lösung gaben 0·0009 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia. Demnach kommen auf 10,000 Gramm Wasser 0·0136 Gramm Lithiumoxyd.

Kalium, Natrium. I. 450·132 Gramm Wasser gaben 0·976 Gramm Chloride, ferner 0·0917 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·393 Gramm Kaliumoxyd und 11·1546 Gramm Natriumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

II. 460·616 Gramm Wasser gaben 1·0144 Gramm Chloride und 0·0966 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·4049 Gramm Kaliumoxyd und 11·3251 Gramm Natriumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium. 1370·32 Gramm Wasser gaben 0·0722 Gramm Kieselsäure und 0·7809 Gramm reines Calciumoxyd, entsprechend 0·5269 Gramm Kieselsäure und 5·6987 Gramm Calciumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Magnesium. 1502·31 Gramm Wasser gaben 0·9124 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 2·1878 Gramm Magnesiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1372·12 Gramm Wasser gaben 0·0726 Gramm Kieselsäure, 0·7832 Gramm Calciumoxyd und 0·8295 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·5291 Gramm Kieselsäure, 5·7079 Gramm Calciumoxyd und 2·1777 Gramm Magnesiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Eisen, Mangan, Baryum, Strontium, Phosphorsäure und Borsäure. 12,580·78 Gramm Wasser gaben 0·1656 Gramm Eisenoxyd, 0·0172 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·0652 Gramm salpetersaures Strontium, 0·0015 Gramm Chlorbaryum und 0·0035 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia. Bei der Borsäurebestimmung wurden erhalten: 0·0146 Gramm Borsäure und Magnesia zusammen, ferner 0·0232 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia. Demgemäss kommen auf 10,000 Gramm Wasser: 0·1316 Gramm Eisenoxyd, 0·0127 Gramm Manganoxydul, 0·0254 Gramm Strontiumoxyd, 0·0009 Gramm Baryumoxyd, 0·0018 Gramm Phosphorsäure und 0·0049 Gramm Borsäure.

Eisen, Aluminium. 7722·58 Gramm Wasser gaben 0·1125 Gramm Eisenoxyd und 0·0019 Gramm Aluminiumoxyd, entsprechend 0·1457 Gramm Eisenoxyd und 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd für 10,000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 325·98 Gramm Wasser gaben 0·4498 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entsprechend 3·4035 Gramm Chlor für 10,000 Gramm Wasser.

II. 347·415 Gramm Wasser gaben 0·4800 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entsprechend 3·4060 Gramm Chlor für 10,000 Gramm Wasser.

Brom. 10,042·4 Gramm Wasser verbrauchten zum Austreiben des Broms 4·4 Cubikcentimeter Chlorwasser, von welchen 1 Cubikcentimeter 0·0036 Gramm Brom entsprach; demnach 0 0158 Gramm Brom für 10,000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 450·506 Gramm Wasser gaben 0·5600 Gramm schwefelsauren Baryt, entsprechend 4·2674 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10,000 Gramm Wasser.

II. 423·98 Gramm Wasser gaben 0·5343 Gramm schwefelsauren Baryt, entsprechend 4·3264 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10,000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. I. 187·7 Gramm Wasser gaben 0·7075 Gramm Kohlensäure, entsprechend 37·6931 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

II. 187·7 Gramm Wasser gaben 0·7064 Gramm Kohlensäure, entsprechend 37·6345 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 509·77 Gramm Wasser gaben nach dem Abdampfen mit Schwefelsäure und Vertreiben des Ueberschusses derselben 2·4414 Gramm Rückstand von neutraler Reaction, entspr. 47·8922 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. Der entsprechend behandelte und bei 160° C. getrocknete Abdampfrückstand von 1002·7 Gramm Wasser zeigte 0·0055 Gramm Glühverlust, entspr. 0·0549 Gramm organischer Substanz für 10,000 Gramm Wasser.

Gabrielsquelle (auch Gabórquelle genannt).

Wie schon früher erwähnt, habe ich in dem Wasser der Gabrielsquelle, das nur wenig feste Bestandtheile enthält, nur das Eisen, das Chlor und das kohlensaure Natrium bestimmt, das Chlor habe ich als Chlornatrium in Rechnung genommen.

Eisen. 7925·6 Gramm Wasser gaben 0·1257 Gramm Eisenoxyd, entsprechend 0·1586 Gramm für 10,000 Gramm Wasser.

Chlor. 7925·6 Gramm Wasser gaben 0·1569 Gramm Chlorsilber, entspr. 0·0489 Gramm Chlor für 10,000 Gramm Wasser.

Kohlensaures Natrium. 7925·6 Gramm Wasser wurden verdampft, der Rückstand erhitzt, mit Wasser behandelt, die Lösung filtrirt, Filtrat und Waschwasser mit $^1/_{10}$ Normal-Schwefelsäure titrirt. Es wurden verbraucht 28·1 Cubikcentimeter $^1/_{10}$ Normal-Schwefelsäure. Demnach kommen auf 10,000 Gramm Wasser 0·1875 Gramm kohlensaures Natrium.

Aus diesen Resultaten der quantitativen Analysen ergeben sich folgende Mittelwerthe für je 10,000 Gramm Wasser:

	Karlsquelle	Maximiliansquelle
Kaliumoxyd	0·3976	0·3990
Natriumoxyd	10·4054	11·2399
Lithiumoxyd	0·0202	0·0136
Calciumoxyd	6·5332	5·7033
Strontiumoxyd	0·0255	0·0254
Baryumoxyd	0·0009	0·0009
Magnesiumoxyd	2·0281	2·1828
Eisenoxyd	0·0553	0·1387
Manganoxydul	0·0101	0·0127
Aluminiumoxyd	0·0050	0·0025
Chlor	3·1699	3·4048
Brom	0·0231	0·0158
Schwefelsäureanhydrid	3·3497	4·2969
Kieselsäureanhydrid	0·5784	0·5280
Phosphorsäureanhydrid	0·0013	0·0018
Borsäureanhydrid	0·0047	0·0049
Kohlensäure	45·5495	37·6638
Organische Substanzen [1])	0·0897	0·0549
Jod	Spuren	Spuren
Control-Sulfate gefunden	47·0030	47·8922
„ berechnet	47·2970	47·6700
Specifisches Gewicht	1·004397	1·00442

Die folgende Tabelle enthält die sauren und basischen Bestandtheile der drei Wässer zu Salzen gruppirt, die angeführten Zahlen beziehen sich wieder auf 10,000 Theile Wasser.

[1]) Darunter flüchtige organische Säuren (Ameisensäure, Buttersäure).

	Karlsquelle	Maximiliansquelle
Schwefelsaures Kalium . . .	0·7352	0·7378
Schwefelsaures Natrium . .	5·3476	7·0272
Chlornatrium	5·2295	5·6169
Bromnatrium	0·0298	0·0204
Jodnatrium	Spuren	Spuren
Kohlensaures Natrium . . .	9·0294	8·8553
Borsaures Natrium	0·0068	0·0071
Kohlensaures Lithium . . .	0·0498	0·0335
Kohlensaures Calcium . . .	11·6637	10·1806
Phosphorsaures Calcium . .	0·0028	0·0039
Kohlensaures Strontium . .	0·0364	0·0363
Kohlensaures Baryum . . .	0·0012	0·0012
Kohlensaures Magnesium . .	4·2590	4·5839
Kohlensaures Eisen	0·0802	0·2009
Kohlensaures Mangan . . .	0·0164	0·0206
Aluminiumoxyd	0·0050	0·0025
Kieselsäureanhydrid	0·5784	0·5280
Organische Substanzen [1]) . .	0·0897	0·0549
Summe d. festen Bestandtheile berechnet	37·1609	37·9310
Halbgebundene Kohlensäure .	11·1858	10·6688
Freie Kohlensäure	23·1779	16·3262

Werden die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate von der Zusammensetzung $Na_2 C_2 O_5$, $Ca C_2 O_5$ angenommen, so hat man folgende Mengen derselben für 10,000 Gramm Wasser:

	Karlsquelle	Maximiliansquelle
Natriumbicarbonat . .	12·7748	12·5285
Lithiumbicarbonat . .	0·0794	0·0534
Calciumbicarbonat . .	16·7957	14·6600
Strontiumbicarbonat . .	0·0473	0·0472
Baryumbicarbonat . .	0·0015	0·0015
Magnesiumbicarbonat .	6·4899	6·9850
Eisenbicarbonat . . .	0·1106	0·2770
Manganbicarbonat . .	0·0227	0·0285

[1]) Darunter flüchtige organische Säuren.

Die Gabrielsquelle enthält in 10,000 Theilen Wasser:

Kohlensaures Natrium . .	0·1875
Chlornatrium	0·0808
Kohlensaures Eisen . . .	0·2300

Die Tatzmannsdorfer Säuerlinge können wegen ihres Kochsalz- und Glaubersalzgehaltes einerseits zu den alkalisch-muriatischen, anderseits aber auch zu den alkalisch-salinischen Säuerlingen gerechnet werden und weisen einen nennenswerthen Eisengehalt auf. Die Wässer der Karls- und Maximiliansquelle zeigen Aehnlichkeit mit dem Wasser der neuen Quelle von Salzbrunn [1]), doch ist dieses ärmer an Kochsalz und kohlensaurem Kalk.

Wie ich schon früher erwähnte, hat J. Molnar im Jahre 1860 die Tatzmannsdorfer Wässer analysirt; die Ergebnisse seiner Analyse stimmen mit denen meiner Analysen, soweit es die Hauptbestandtheile betrifft, genügend überein, so dass man den Schluss ziehen kann, die Tatzmannsdorfer Quellen haben sich bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung in den letzten zwei Decennien nicht geändert.

[1]) Siehe Valentiner's Handb. der Balneotherapie. 1876, 2. Aufl., pag. 104 und Fr. Raspe, Heilquellen-Analysen, pag. 405.

VII. Literatur.

Becke F. und M. Schuster: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge (I). — Verhandlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, 4.

Beckenkamp J.: Baryt von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl. Mit 3 Fig. — Zeitschr. f. Kryst. XIII, 1, 1887.

Berwerth F.: Ueber Gesteine von Jan Mayen. — Aus „Die internationale Polarforschung 1882—83. Die österr. Polarstation Jan Mayen". III. Bd. Wien 1886.

Derselbe: Ueber ein neues Vorkommen krystallisirten Sandsteins bei Gerstho nächst Wien. — Ann. d. k. k. naturhist. Hofmuseums I. Bd., 4.

Bettanini G.: Celestina di Montecchio maggiore. — Rivista Scientifico-Industriale di Firenze, 1887.

Bourgeois L.: Nouveau procédé de reproduction de la crocoïse. — Compt. rend. 1887.

Bücking H.: Mineralogische Mittheilungen: 1. Arsenkies von Weiler bei Schlettstadt; 2. Schwerspath von Plappecourt (Peplingen) in Lothringen. M. 4 Fig. — Mitth. d. Commiss. f. d. geol. Landesuntersuchg. v. Elsass-Lothringen. Bd. I, 2 (1886).

Derselbe: Gebirgsstörungen südwestl. vom Thüringer-Wald. Nachtrag. M. 2 Profilen. — Jahrb. d. k. preuss. geol. L.-A. f. 1886. Berlin 1887.

Derselbe u. Linck: Ueber d. Zusammensetzung der Thomasschlacke. M. 3 Fig. — „Stahl u. Eisen" 1887, 4.

Busatti L.: Studi petrografici. — Turmalinolite di Cucigliana e Rupe Cava (Monte Pisano) e di Jano presso Volterra. — Proc. verb. dei Soc. Tosc. Sci. Nat. 1887.

Cathrein A.: Ueber die Hornblende von Rodna. M. 4 Fig. — Zeitschr. f. Kryst. XIII, 1, 1887.

v. Camerlander C. F.: Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887. 37 Bd., I.

v. Chrustschoff K.: 1. Ueber gelungene Versuche zur Darstellung des Quarzes auf nassem u. d. Tridymits auf trockenem Wege. 2. Beweis f. d. ursprünglich hyalin-magmatischen Zustand gewisser echter Granite u. granitartiger Gesteine. M. 2 Fig. — N. Jahrb. f. Min. 1887, 1.

Derselbe: Sur de nouveau procédé de reproduction artificielle de la silice cristallisée et de l'orthose. — Compt. rend. 1887.

Credner H.: Elemente der Geologie. VI. Aufl. — Leipzig, Engelmann, 1887.

Cuny G.: Ueber die Zersetzung des Natrium-Aluminates durch Wasser. — Inaug.-Diss. Breslau 1886.

Diller J. S.: Peridotite of Elliot County, Kentucky. M. 1 Karte u. 8 Fig. — Bull. U. S. Geol. Survey. Nr. 38. Washington 1887.

v. Foullon, H. B.: Ueber die Zusammensetzung einer accessorischen Bestandmasse aus dem Piseker Riesenpegmatit. — Verhandlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, 6.

Derselbe u. V. Goldschmidt: Ueber die geolog. Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos u. Tynos. M. II Taf. — Ebenda, Jahrbuch. 37. Bd.

Genth F. A.: Contributions to Mineralogy I. Tin ores in Mexico: 1. Cassiterite, 2. Hematite, 3. Mimetite and Pseudomorphs of Mimetit after Anglesite? II. Vanadinite and Descloizite. III. Pyrite pseudomorphous after Pyrrhotite. IV. Hessite. V. Tapalpite. VI. Allanite. VII. Willemite. VIII. Hisingerite, pseudomorphous after Calcit. M. I Taf. u. 3. Fig. — Am. Philos. Soc. Pennsylvania 1887.

Groth P.: Grundriss der Edelsteinkunde. M. I Farbentafel u. 43 Holzschn. — Leipzig, Engelmann 1887.

v. Gümbel: Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. M. I Taf. — Sitzber. d. k. bayr. Ak. d. Wiss. München 1886.

Haushofer K.: Ueber die mikroskopischen Formen des Germaniumsulfürs u. d. Germaniumoxydes. M. 3 Fig. — Ebenda 1887.

Hecht B.: Ueber die Modification, welche die Neigung der Grenze der Totalreflexion bei Benützung der Wollaston'schen Methode durch den Austritt aus dem Prisma erleidet. M. 1 Fig. — N. Jahrb. f. Min. 1887, Bd. I.

Klein C.: Beleuchtung und Zurückweisung einiger gegen die Lehre von den optischen Anomalien erhobenen Einwendungen. — Ebenda.

Köchlin R.: Ueber Phosgenit u. ein muthmasslich neues Mineral von Laurion. M. 3 Fig. — Ann. d. k. k. naturhist. Hofmuseums. II. Bd. 1887.

Lehmann O.: Ueber Mikroskope für physikalische u. chem. Untersuchungen. M. 4 Fig. — Zeitschr. f. Instrumentenkunde. VI, Berlin 1886.

Müller K. R.: Beiträge zur Kenntnis des Kalksteines und Dolomites. — Inaug.-Diss. (Leipzig.) Chemnitz 1886.

Pribram R.: Ueber die specifische Drehung optisch activer Substanzen in sehr verdünnten Lösungen. — Ber. d. d. chem. Ges. XX, 10. 1887.

vom Rath G.: Einige geolog. Wahrnehmungen in Mexico. — Naturhist. Verein für Rheinl. u. Westfalen 1886. Bonn 1887.

Reyer E.: Geologie der amerikanischen Eisenlagerstätten (insb. Michigan). M. 6 Fig. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen XXXV, 1887.

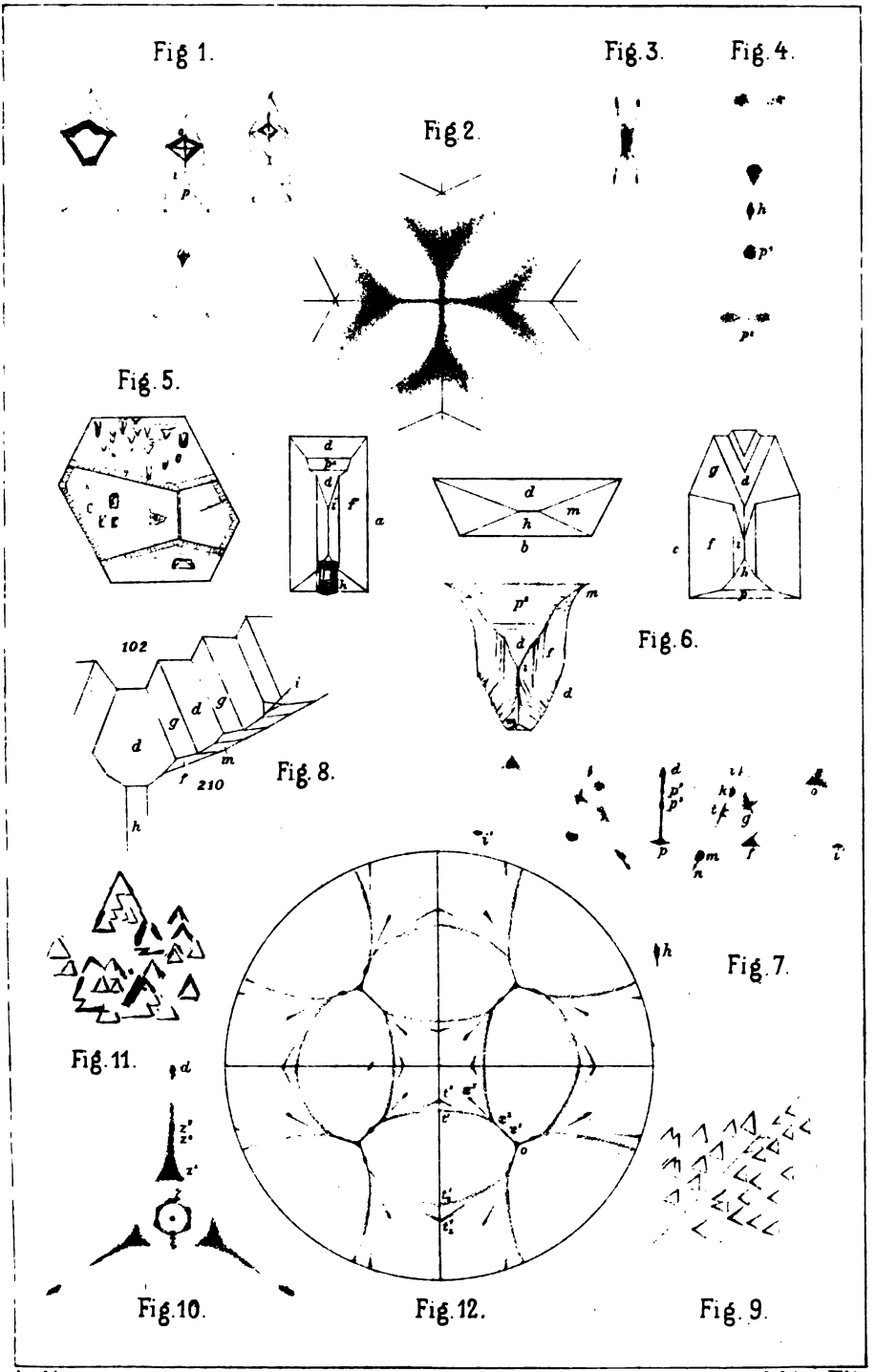
Riedl E.: Der Lignit des Schallthales. M. I Taf. — Ebenda.

Sandberger F.: Percylit, Caracolit, neues Mineral und Phosgenit aus der Sierra Gorda, Phosgenit und Kalkspath über Chlorsilber von Caracoles in Chile. — N. Jahrb. f. Min. 1887, II.

Derselbe: Beitrag zur Kenntnis des Graphites von Ceylon u. seiner Begleiter. — Ebenda.

Scacchi E.: Contribuzioni mineralogiche. III. (Baritina cristallizzata della Tolfa. — Quarzo ed ematite aciculare del piperno di Pianura. — Cuprite nella lava vesuviana del 1631.) M. 4 Fig. — Rend. R. Acc. d. Sci. Fis. e Mat. di Napoli. Fasc. 3, 4. 1887.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



Aut. del. Lith. Anst. v. F. Köke

Tschermak: Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen Bd. IX. Heft I.

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

Fig. 5.

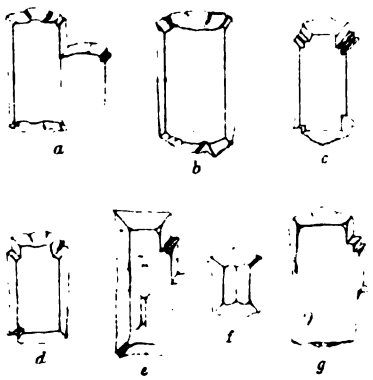


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

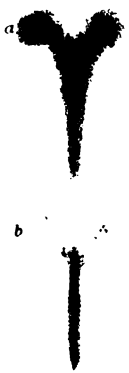


Fig. 6.

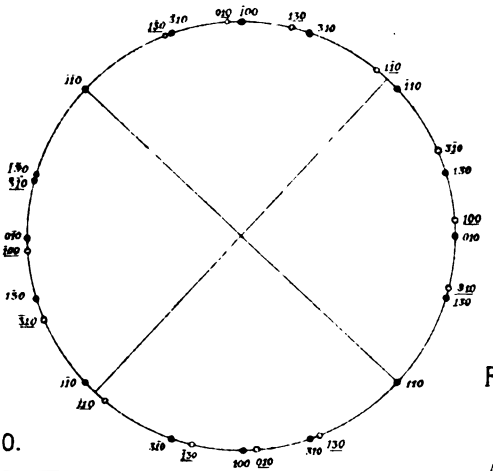


Fig. 4.

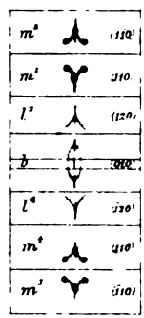


Fig. 9.

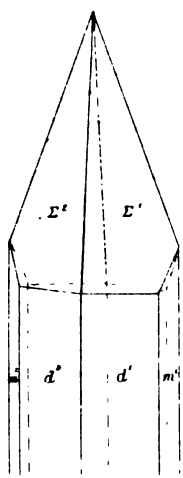


Fig. 10.

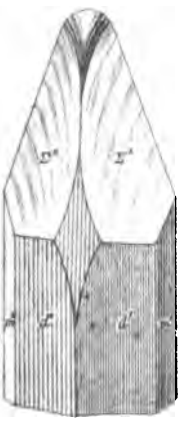
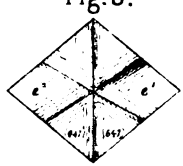


Fig. 7.

Fig. 8.



Aut del. Lith. Anst. v. H. Kökl

Tschermak: Mineralog u petrograph. Mittheilungen Bd. IX. Heft I

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof u Universitäts Buchhändler

Fig. 1.

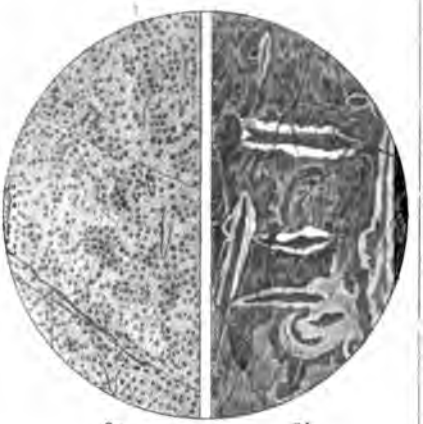


Fig. 2.

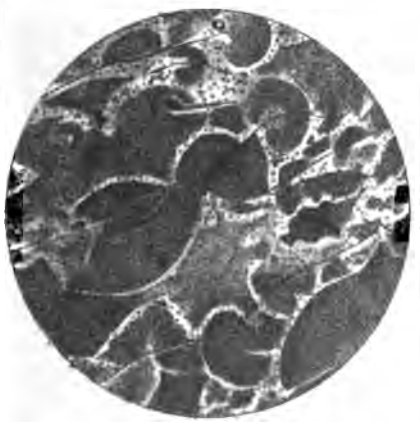


Fig. 3.

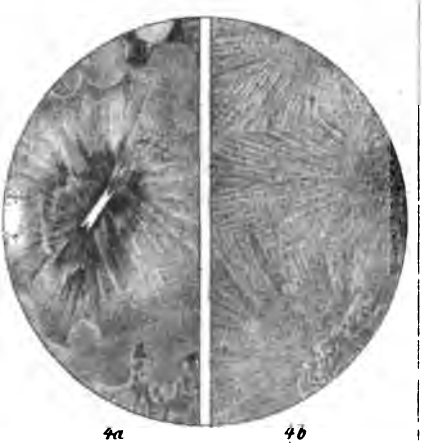


Fig. 4.

E. Berthelson ad nat. del. Lith. Anst. v. F. Köke

Tschermak: Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen Bd. IX. Heft I.

Verlag von Alfred Holder k.k. Hof- u. Universitäts Buchhändler

VIII. Die Serpentin- und Amphibolgesteine nördlich von Marienbad in Böhmen.

Von **Horace B. Patton.**

(Mit zwei Abbildungen im Texte.)

Einleitung.

Auf der nach allen Seiten abfallenden Hochebene des Kaiserwald-Teplergebirges treten in engster Beziehung zu Hornblendeschiefern eine Anzahl zum Theile sehr bedeutender, bis jetzt wenig bekannter Serpentinmassen zu Tage.

Dieses Gebirge besteht im Norden aus herrschendem Granit (der Schlaggenwalder Scholle), auf welchem sich der hercynische Gneiss auflagert und von welchem derselbe ringsum abfällt. Gegen Süden und Südosten sind die Gneissschichten steil aufgerichtet mit südöstlichem Einfallen, gehen aber bald in concordant aufgelagerte Amphibolite über.

Die letztgenannte Gesteinsgruppe nimmt weitaus den grössten Theil der südlichen Hälfte obengenannten Gebirges ein und besitzt eine sehr grosse Mannigfaltigkeit in der Structur und Zusammensetzung.

Der Serpentin beschränkt sich auf ein Gebiet, welches wir mit einer, durch die Orte Marienbad, Einsiedl, Grün, Neudorf und Lauterbach gezogenen Linie abgrenzen wollen. Dieser etwa 15 Kilometer

lange und 7 Kilometer breite, von SW. nach NO. gestreckte Gebirgskeil bildet eine 700—800 Meter hoch gelegene Wasserscheide, deren Gewässer nach Norden durch die Tepl in die Eger, nach Süden durch die Mies abfliessen.

Die tief eingerissenen Flussthäler mit ihren schroffen Felsen und dicht bewaldeten Steilrändern bieten im ganzen Kaiserwald-Teplergebirge dem Naturfreunde manchen reizenden Anblick. Auch in unserem engeren Gebiete fehlt es nicht an solchen lieblichen, tief eingeschnittenen Thälern, wie z. B. das in die Tepl einmündende Rodathal bei Einsiedl und das Leitenbachthal zwischen Neudorf und Schönfeld. Am Südabhange des Kaiserwaldes wird die Thaleinsenkung, in welcher der beliebte Badeort Marienbad liegt, mit ihren herrlichen, alle Bergabstürze ringsum bekleidenden Tannenwäldern wohl wegen ihrer landschaftlichen Schöne gepriesen.

Ganz anders ist der Anblick, wenn man, das Thal verlassend, auf die Hochebene, z. B. auf die von Marienbad nach Einsiedl ziehende Landstrasse gelangt ist. Hier dehnt sich stundenweit eine monotone, flachwellige, meist dem Ackerbau dienende Hochebene aus.

Gegen Westen erhebt sich langsam aus der Ebene ein langer, dichtbewaldeter, von SW. nach NO. gestreckter, aus Serpentin bestehender Bergrücken, welcher in dem sogenannten Wolfstein den höchsten Punkt in der weiteren Umgebung bildet. Diese zwischen Einsiedl und Sangerberg gelegene Serpentinmasse besitzt eine Gesammtlänge von über 7 Kilometer, eine mittlere Breite von 1 Kilometer und erhebt sich bis zu 100 Meter über die umgebende Ebene. Sie ist somit das grösste Serpentinmassiv Böhmens.

Der Rodabach, der sein Bett tief in dem Serpentin eingeschnitten hat, theilt denselben in zwei Hälften, eine nördliche, die unter dem Namen Pflughaide bekannt ist, und eine südliche, welche in dem 880 Meter hohen Wolfstein gipfelt. Diese Serpentinmasse ist eingelagert im Amphibolit, welcher im Hangenden, sowie im Liegenden ein constantes SW.—NO.-Streichen und ein Einfallen gegen SO. aufweist. Das ganze, südlich von Sangerberg und Grün liegende Gebirge besteht zum grössten Theile aus diesen Amphibolitgesteinen, in welchen neben Serpentin Gneiss eine sehr untergeordnete Rolle spielt.

Westlich von Sangerberg und nördlich von diesem Ort und von Grün verläuft die Grenze des Granits. Der Amphibolit hat sich hier

in eine sehr grosse Anzahl inselähnlicher, isolirter, auf dem Granit sozusagen schwimmender Partien aufgelöst. In dem zwischen Sangerberg, Lauterbach und Neudorf gelegenen Dreieck nimmt auch der Serpentin Theil an dem Aufbau dieser Inseln. Er kommt fast immer in Verbindung mit Amphibolit vor und bildet kleine, aus der allgemeinen unbewaldeten Ebene nur wenige Meter hervorragende, an ihrer rauhen, tief eingerissenen Oberfläche weithin erkennbare Kuppen.

Die nördlichste dieser Kuppen findet sich etwa $1^1/_2$ Kilometer südlich von Lauterbach, in beträchtlicher Entfernung von der grossen Masse der Pflughaide.

Ausser den eben erwähnten Vorkommnissen kommt der Serpentin an einer weiteren, von der Hauptmasse weit entlegenen Stelle, an dem nördlich von Marienbad gelegenen Filzhübel vor. An der Spitze dieses Berges steht Granit an, während der Südabsturz desselben aus Serpentin und Hornblendegneiss zusammengesetzt wird. Diese etwa 1 Kilometer lange und $^1/_2$ Kilometer breite Serpentinmasse liegt in der Streichrichtung, also gegen SO., 4 Kilometer von dem grossen Massiv des Wolfsteins entfernt.

Mit Ausnahme des Serpentins sind Entblössungen in dem von mir untersuchten Gebiete nur an den steilen Absturzrändern der Bäche, z. B. des Rodabaches zwischen Einsiedl und Grün und des am Fusse des Filzhübels fliessenden Steinhaubaches vorhanden. Während der schwer zersetzbare Serpentin reichliche Aufschlüsse bietet, kann man in der Regel nur durch herumliegende Lesestücke auf das Vorhandensein von Amphibolit und Gneiss schliessen.

Die Hauptmasse des zur Untersuchung mitgebrachten Materials wurde während eines zehntägigen Aufenthaltes im Sommer 1885 gesammelt. Im darauffolgenden Sommer brachte ich weitere 3 Tage in der Gegend zu, um meine früheren Beobachtungen zu vervollständigen.

Bei diesen Excursionen wurden zwei topographische, von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien auf besonderes Gesuch geologisch colorirte Karten im Massstab 1 : 75.000 benutzt, nämlich die im dem k. k. militär-geographischen Institut ausgeführten Blätter Eger-Falkenau und Marienbad-Tachau.

Die Genauigkeit dieser geologischen Karten entspricht im ganzen allen billigen Anforderungen. Doch kommen einige Versehen darin vor, von welchen die folgenden Erwähnung finden mögen.

Der Serpentin des Filzhübels bei Marienbad, der angeblich auf die rechte Thalseite des Steinhaubaches beschränkt ist, überschreitet in Wirklichkeit den Bach etwa 50 Meter weit. Ferner sieht man auf der Karte keinen Serpentin vor $^1/_2$ Kilometer von der Schöpplmühle bei Einsiedl eingezeichnet, während er in der That etwa 100 Schritte unterhalb der Schöpplmühle bis an den Bach herunterkommt. Schliesslich sind einige der inselartig auftretenden Serpentinvorkommnisse nicht richtig angegeben.

Zur Orientirung hatte ich als trefflichen Führer „Geologische Excursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens" von Gustav Laube, Leipzig 1884, und ebenfalls die „Geognostische Skizze der Umgebung von Karlsbad, Marienbad und Franzensbad" von A. E. Reuss, Löschner, Balneol. Beiträge, I. Bd., 1863, Prag, erprobt.

I. Theil. — Die Serpentine und ihre Muttergesteine.

a) Vom Filzhübel bei Marienbad.

1. Serpentin.

Der Serpentin vom Filzhübel, und das gilt auch für alle später zu beschreibenden Vorkommnisse, verräth dem blossen Auge eine Mannigfaltigkeit der mineralogischen Zusammensetzung, sowie einen Wechsel in der Structur, die auf eine grosse Verschiedenheit seiner Mutterminerale schliessen lassen. Im ganzen sind es dichte dunkelgrüne bis schwarzgrüne oder blauschwarze Gesteine. Sehr selten zeigen sie eine durch Anordnung der Reste ursprünglicher Gemengtheile hervorgerufene parallele Absonderung. Wo solche Ueberreste fehlen, ist das Gestein fast ausnahmslos gleichmässig dicht.

Die Hauptmasse des Serpentins besteht aus sehr dunkel gefärbter, dichter, dem unbewaffneten Auge unauflösbarer Substanz, in welcher pechschwarze, metallglänzende, harte Körner sehr reichlich zerstreut sind. Diese Körner werden vom Magnet stark angezogen und von Salzsäure leicht gelöst; sie sind Magnetit, welchem das Gestein eine für Serpentin ziemlich grosse Schwere verdankt.

Ausserdem sieht man grössere, hellgrünliche oder gelbliche, bis über 3 Centimeter lange, meist unregelmässig begrenzte Partien, mit deren Natur wir uns eingehend beschäftigen werden.

Bei meinem ersten Besuch im Sommer 1885 machte mich Herr Ingenieur W. Lerchl auf eine doppelte Reihe von Probirschächten aufmerksam, welche man unter seiner Leitung, um die Verwendbarkeit des Bodens als Fundament eines Reservoir-Dammes zu erproben, gegraben hat. Diese Schächte laufen quer über die Thalsohle des am Fuss des Filzhübels fliessenden Steinhaubaches, d. h. in einer NW.—SO.-Richtung oder senkrecht zu der Streichrichtung der den Serpentin begleitenden Schiefer. Sie liefern ausgezeichnete Aufschlüsse sowohl im Serpentin wie auch im Gneiss.

In einem am linken Ufer des Baches durch die Probirschächte frisch aufgeschlossenen, schwarzgrünen Serpentin kommen matte hellgrüne, ausnahmsweise scharf begrenzte Flecke reichlich vor. Sie stechen mit ihren rundlich quadratischen und länglichen Durchschnitten scharf gegen die Hauptmasse des Serpentins ab, sind etwas weicher als dieser und lassen eine deutliche Spaltbarkeit wahrnehmen. Die abgelösten Spaltplättchen zeigen unter dem Mikroskope schwaches Brechungsvermögen und niedrige Doppelbrechung und löschen parallel den Spaltrissen einer zweiten, weniger vollkommenen Spaltbarkeit aus. Im convergenten Licht wurde eine senkrecht austretende, negative Bissectrix beobachtet. Das sind Eigenschaften, die man sonst bei Bastit, dem Umwandlungsproduct eines rhombischen Pyroxens, zu finden gewohnt ist. Bei der Untersuchung im Dünnschliff fällt ein durchgreifender Unterschied in der mikroskopischen Structur zwischen dem dunklen, compacten Hauptserpentin und den hellen Flecken sofort in's Auge. Die Hauptmasse zeigt recht deutlich die polygonalen Maschen, die reichlichen Erzschnüre und die von doppelbrechenden Serpentinadern umgebenen Partien, welche Tschermak[1]) bei seinen Untersuchungen über Karlstättener Vorkommnisse als charakteristisch für die aus Olivin entstandenen Serpentine bezeichnet hat. Die genannte Maschenstructur ist durch die eben erwähnte Beschreibung Tschermak's so allgemein bekannt, dass sie an dieser Stelle keiner weiteren eingehenden Schilderung bedarf. — Die hellen Flecke dagegen besitzen häufig ein eigenartiges Aussehen, welches an die sogenannte Fenstersstructur erinnert, die Weigand[2]) als charakteristisch für die Umwandlung von Hornblende in Serpentin beschrieb.

[1]) Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wissensch. Wien 1867, LVI, Bd. 1, pag. 283.

[2]) Die Serpentine der Vogesen. Diese Mitth. 1875, pag. 183.

Die prismatische Spaltbarkeit der Hornblende, sowie die Querabsonderung derselben lassen sich an den Pseudomorphosen deutlich wahrnehmen. Die äussere Begrenzung aber tritt nur da scharf hervor, wo kleine, vereinzelte, in dem Olivinserpentin eingeschlossene Individuen vorkommen. Diese sind im Längsschnitt nicht selten spindelförmig mit ausgefransten Enden, im Querschnitt zeigen sie eine Rhombengestalt mit einem zwischen 124° und 125° grossen Winkel.

Bei winzigen Individuen ist der innere Kern von einer schmalen Zone chrysotilähnlicher, zu der Rhombenfläche senkrecht stehender Fasern umgeben, bei grösseren durchziehen das Innere mehrere, dem äusseren Rande parallel laufende, ebenfalls aus chrysotilähnlichen Fasern aufgebaute Adern, wodurch der Kern in eine Anzahl rautenförmige Felder getheilt wird.

Wäre also kein directer Beweis für das ursprüngliche Vorhandensein von Olivin und Hornblende, welche gerade in diesem Gestein fehlen, zu finden, so wäre man doch wohl berechtigt, aus den mitgetheilten Structurverhältnissen zu schliessen, dass diese Minerale die wesentlichen Gemengtheile des Muttergesteines bildeten. Zur Bestätigung dieses Schlusses dienen die Beobachtungen, welche an anderen, von dem östlichen Gehänge des Filzhübels gesammelten Gesteinsproben gemacht wurden.

Dieses sehr dunkel gefärbte, deutlich schieferige Gestein verräth durch das Hervortreten zahlreicher, gut spaltbarer, harter, bronzitähnlich aussehender Gemengtheile seine unvollkommene Serpentinisirung. Unter dem Mikroskope ist das Bild ein verschiedenes, je nachdem das Gestein parallel oder senkrecht zur Schieferung geschliffen ist.

Im ersten Fall liegen die wasserhell durchsichtigen, harten Krystalle regellos zerstreut. Ihre Umrisse sind sehr unregelmässig, selten spindelförmig. Bei allen sind deutliche, parallel laufende Spaltrisse wahrnehmbar. Die runzelige Oberfläche und die lebhaften Interferenzfarben deuten auf hohes Brechungsvermögen und nicht unbedeutende Doppelbrechung. Die Auslöschung erfolgt bald parallel, bald bis zu 22° schief gegen die Spaltrisse. Bei paralleler Auslöschung sieht man im convergenten Licht eine einseitig schief austretende negative Bissectrix. Die Trace der Axenebene liegt parallel den Spaltrissen. In einem senkrecht zur Schieferung ausgeführten

Schliff zeigt dasselbe Mineral oft eine prismatische Spaltbarkeit, mit einem etwa 124° betragenden Spaltwinkel. Diese Eigenschaften sind die eines hellgefärbten Amphibols, des Tremolit.

Eigenthümlich ist nun der Umwandlungsvorgang der Tremolite. Im Anfang der Serpentinisirung derselben scheiden sich längs der Spalten wenig mächtige Adern von scheinbarem Faserserpentin aus. Beim weiteren Fortschreiten der Umwandlung gehen die inneren Partien theils in ein feinkörniges, fast isotrop aussehendes Aggregat, theils in einheitliche Serpentinsubstanz über, welche eine andere optische Orientirung als die umgebenden Adern aufweist. Da dieses bei dem Marienbader Serpentin eine sehr verbreitete Erscheinung ist, war es wohl von Interesse, die optische Orientirung des in den Spalten ausgeschiedenen, sowie des den mittleren Theil der Pseudomorphosen aufbauenden Serpentins festzustellen. — Bei allen senkrecht zur Hauptaxe des Tremolit getroffenen Schnitten stellen sich die scheinbaren Serpentinfasern der Spaltrisse, wie schon erwähnt, senkrecht zu den Spaltrissen und löschen gerade aus. Da nun die Spaltflächen eines Hornblendekrystalls sich unter einem Winkel von 55° 30′ schneiden, so müssen bei einem senkrecht zur *c*-Axe der Hornblende getroffenen Krystall die Serpentinadern in zwei sich ebenfalls unter 55° 30′ schneidende Reihen zerfallen. Stellt man also die eine Reihe auf Dunkelheit ein, so wird die andere Reihe erst dann dunkel, nachdem man um 55° 30′ gedreht hat.

Demnach verhalten sich diese Adern ähnlich wie Chrysotilschnüre, deren Fasern ja ebenfalls auf bedeutende Strecken hinaus parallel zu stehen pflegen. — Bei Chrysotil liegt die Axe kleinster Elasticität und also auch die Trace der Axenebene parallel der Faseraxe. In dem vorliegenden Fall hindert die Winzigkeit der Fäserchen an einer Beobachtung im convergenten Lichte. Die Untersuchung im parallelen Lichte ermöglicht die Vergleichung mit Chrysotil.

In Schnitten parallel der Längsrichtung des Tremolit scheint der die schmalen Risse ausfüllende Serpentin ebenfalls faserig zu sein, aber die Fasern stehen in diesem Falle nicht senkrecht, sondern parallel zu den Spaltrissen. Die Auslöschungsrichtung ist immer gerade, während der noch vorhandene Tremolit bald gerade, bald schief auslöscht, je nachdem er senkrecht oder geneigt zu der Symmetrie-

ebene getroffen wurde. Untersucht man mit einem Quarzkeil, so steigen die Interferenzfarben des Serpentins ausnahmslos, wenn *c* des Quarzkeils parallel der Faserrichtung eingeschoben wird. Diejenige Elasticitätsaxe also, welche parallel der scheinbaren Faserrichtung oder parallel der *c*-Axe des Tremolit liegt, muss Axe der kleinsten Elasticität = c sein.

Will man also bei Schnitten senkrecht zur *c*-Axe des Tremolit auf den Werth der Elasticitätsaxen prüfen, so hat man zwischen b und a im Serpentin zu unterscheiden. Es stellt sich nun heraus, dass die Interferenzfarben nur dann steigen, wenn der Quarzkeil parallel dem Spaltriss, also senkrecht zu der scheinbaren Faserung eingeschoben wird, das heisst b des Serpentins liegt senkrecht, a parallel zur Faserrichtung.

Dieser Serpentin unterscheidet sich also dadurch morphologisch vom Chrysotil, dass er kein Faser-, sondern Blätterserpentin ist. Optisch lassen sie sich nicht mit Sicherheit direct vergleichen, doch ist zu betonen, dass der Chrysotil nach seinen Interferenzfarben eine bedeutend höhere Doppelbrechung besitzt.

Diese Beobachtungen wurden übereinstimmend an vielen solchen Pseudomorphen von Serpentin nach Tremolit dieser, sowie anderer später zu beschreibender Vorkommnisse gemacht.

Auf die krystallographische Form des Tremolit bezogen, besteht dieser Aderserpentin aus dünnen, parallelen, rhombischen Tafeln, deren c-Axe parallel der krystallographischen Verticalaxe des Tremolit, deren a senkrecht und deren b parallel der Spaltfläche (110) des Tremolit orientirt ist.

Der einheitlich auslöschende Kern, das letzte Umwandlungsproduct des Tremolit verhält sich durchwegs anders (wie der eben beschriebene Aderserpentin). Im Querschnitte wird er nur dann zwischen gekreuzten Nicols dunkel, wenn ein Nicolhauptschnitt den Winkel zwischen zwei Spaltrissen des Tremolit halbirt. Es tritt dann im convergenten polarisirten Lichte eine positive Bissectrix aus, deren zugehörige Axen in der Symmetrieebene des ursprünglichen Tremolit liegen.

Im Längsschnitte löscht dieser Serpentin gerade aus, und zeigt den Austritt einer negativen Bissectrix.

Dieses Umwandlungsproduct besitzt eine im Schliffe schwer wahrnehmbare Spaltbarkeit nach (100) des ersetzten Tremolit. Aus dem

Gesteinspulver kann man indessen leicht Spaltstückchen heraussuchen, die gerade auslöschen und eine negative Bissectrix zeigen. Demnach ist die Hauptmasse des Tremolit in eine von Bastit nicht wohl zu unterscheidende Substanz umgewandelt.

Folgende schematische Zeichnung wird das optische Verhalten der beiden Umwandlungsproducte anschaulicher machen.

Fig. 1.

Beide Substanzen sind durch schwache Doppelbrechung und niedriges Brechungsvermögen durch eine scheinbare Längsfaserung und Mangel an Erzausscheidungen charakterisirt. Die c-Axe haben sie gemein, und da sie in einem Schnitt parallel der Längsrichtung gleichzeitig auslöschen, sind sie in diesem Falle kaum von einander zu unterscheiden.

In nicht sehr seltenen Fällen setzen sich an Stelle des Serpentins längs den Spaltflächen des Tremolit kleine, körnige Aggregate von Carbonaten, welche durch ihre sehr hohen Interferenzfarben, sowie durch das Brausen mit Säuren leicht erkannt werden.

Was die anderen ursprünglichen Gemengtheile dieses Gesteins betrifft, so wird der Olivin durch sein von Erzschnüren durchzogenes Zersetzungsproduct, den Maschenserpentin, verrathen. Ueberdies ist er in noch reichlichen, unveränderten Körnern stellenweise noch vorhanden. Unter dem Mikroskope wird der Olivin wasserhell durchsichtig. Die sehr rauhe Oberfläche und die Interferenzfarben hoher Ordnungen deuten auf grosses Brechungsvermögen und kräftige Doppelbrechung. Von Salzsäure wird er in der Kälte langsam, in der Wärme leicht angegriffen. Nach dem Behandeln mit Salzsäure lassen sich die Körner mit Fuchsinlösung leicht tingiren.

Ein weiterer secundärer, selten fehlender Gemengtheil ist der Chlorit. Er kommt in kleinen, vereinzelten, ebenen oder gebogenen Blättchen von unregelmässigem Umrisse vor. Unter dem Mikroskope zeigt er deutlichen Pleochroismus. Die parallel der Blätterrichtung schwingenden Strahlen sind grünlich, die senkrecht dazu schwingenden von röthlicher Farbe. Die sehr weichen Blättchen geben im convergenten Lichte das Axenbild eines einaxigen, positiv doppelbrechenden Minerals. Endlich enthält das Gestein ein schwarzes Erz, welches vom Magnetstab leicht angezogen wird. In Salzsäure löst es sich auf. Mit der Boraxperle gibt es eine schwache Chromreaction.

2. Bronzit-Hornblende-Olivingesteine.

An der höchst gelegenen Serpentinkuppe des Filzhübels, unweit der Granitgrenze, kommen ebenfalls schieferige, anscheinend nach Süden einfallende Serpentinfelsen vor. Es ist dies einer der sehr seltenen Fälle, wo das Streichen der Schieferungsebene des Serpentins deutlich zu beobachten war. In seiner Zusammensetzung weicht er nicht wesentlich von dem letztbeschriebenen Gestein ab. Ein paar Dutzend Schritte westlich von diesen anstehenden Felsen liegen Blöcke eines sehr grobkörnigen Gesteines, welches eine eingehende Beschreibung lohnt.

Die mitgebrachten, theils fein-, theils sehr grobkörnigen Gesteinsproben enthalten neben schwarzem Serpentin und frisch glänzenden Erzkörnern zweierlei unregelmässig begrenzte, bis zu 2—3 Centimeter grosse, frische, sehr gut spaltbare Gemengtheile. Der eine derselben ist eine hellgrün gefärbte, im Dünnschliff deutlich pleochroitische Hornblende. $a = b$ = hellgrün, c = farblos. Brechungsvermögen und Doppelbrechung sind sehr bedeutend. $H. = 5—6$. Die nach (110) hergestellten, 10° schief auslöschenden Spaltstückchen zeigen im convergenten polarisirten Lichte zwischen gekreuzten Nicols eine negative doppelt schief austretende Bissectrix. Die Axenebene fällt mit der Symmetrieebene zusammen.

Der zweite, im Handstück grau aussehende Gemengtheil besitzt eine ebenfalls hohe Lichtbrechung, aber eine recht niedrige Doppelbrechung. Zwei Spaltbarkeiten, eine pinakoidale und eine prismatische, sind im Dünnschliffe leicht wahrnehmbar. In solchen Schliffen, wo die Spaltrisse der prismatischen Spaltbarkeit sich rechtwinklig kreuzen, tritt eine positive Bissectrix aus. Die optische Axenebene liegt parallel der pinakoidalen Spaltfläche. Pleochroismus ist gut ausgeprägt, a = bräunlich, b und c = hellgrün bis farblos. Dieser zweite ist demzufolge als Bronzit anzusehen.

Das Verhältnis zwischen diesen beiden Hauptgemengtheilen ist ein sehr wechselndes. Bald herrscht der eine, bald der andere vor. Sehr gern sind sie mit einander verwachsen. Bronzitkrystalle ragen in Hornblende, und Hornblende in Bronzit hinein. Die an den Enden ausgefransten Hornblendekrystalle durchdringen sich häufig gegenseitig. Seltener sieht man grosse Individuen von Hornblende förmlich durchspickt von einer Schaar winziger Bronzitkryställchen.

Stellenweise zeigen Bronzit und Hornblende eine Umwandlung in ein feinschuppiges Aggregat wasserheller, niedrig lichtbrechender, äusserst kräftig doppelbrechender Schüppchen. Diese Umwandlungssubstanz ist sehr weich und fühlt sich fettig an, löscht im Querschnitte gerade aus und lässt auf der Blattfläche eine negative, senkrecht austretende Bissectrix mit sehr kleinem Axenwinkel wahrnehmen. Das Mineral ist demnach wohl Talk. Derselbe setzt sich zuerst längs den Spaltrissen an, und drängt sich nach und nach in die Bronzit- oder Hornblendesubstanz bis zur vollständigen Ersetzung dieser hinein. Der Bronzit ist der Zersetzung in Talk viel mehr anheimgefallen als die Hornblende. Local ist der Bronzit mit einer anderen Substanz verwachsen, welche Farbe, Brechungsvermögen, Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe des farblosen Tremolit zeigt. Derselbe kommt nur sparsam längs der Spaltrisse in kleinen Fetzen ausgeschieden vor. Es ist wohl nicht zu bestimmen, ob er primär oder secundär sei.

Stellenweise auftretende, farblose, filzige Aggregate von Tremolit erinnern sehr an ähnliche, aus dem Serpentin von Bare Hills bei Baltimore bekannt gemachte Hornblende-Aggregate, welche nach dem Beschreiber Geo. H. Williams[1]) auf Kosten eines im Gesteine sehr selten wahrnehmbaren Pyroxens entstanden wären. Eine secundäre Umwandlung des Tremolit in Talk wurde ebenfalls von Williams beobachtet. Dieselbe Umwandlung des Tremolit hat Becke[2]) aus Serpentin von Latzenhof bei Felling und von Klopfberg im niederösterreichischen Waldviertel beschrieben. Noch früher hat Tschermak[3]) die gleichen in Gegenwart von Olivin verlaufenden Vorgänge am Westabhange der Koralpe in Kärnten beobachtet.

Die von Tschermak ausgesprochene Meinung, dass nur bei einer innigen Mischung von Amphibol oder Pyroxen mit Olivin die Umwandlung jener in Serpentin möglich sei, wurde in der eben citirten Arbeit Becke's wieder betont, und findet bei diesem Marienbader Serpentin eine weitere Bestätigung. Die ursprünglichen Hornblendekrystalle, aus welchen die oben beschriebenen Serpentinpseudomorphosen hervorgegangen sind, waren gegenüber dem Olivin

[1]) The Gabbros and associated Hornblende Rocks of Baltimore. Bulletin U. S. Geolog. Survey. Washington 1886, Nr. 28, pag. 56—59.

[2]) Diese Mitth. 1882, IV, 339, 349.

[3]) Diese Mitth. 1876, 65.

sehr untergeordnet, während in diesem Gesteine von dem Gipfel des Filzhübels, wo der Olivin fast gänzlich fehlt, nicht nur die Hornblende, sondern auch der rhombische Pyroxen keine Umwandlung in Serpentin zeigt.

Der sehr spärliche Olivin ist auf einige schwarze matte Stellen beschränkt. Man erkennt ihn an seiner sehr rauhen Oberfläche, den hohen Interferenzfarben, Mangel an Spaltbarkeit und an den ihn begleitenden, sonst im Gestein fehlenden Erzschnüren.

Mit dem Olivin vergesellschaftet treten zwei andere Minerale auf Das eine ist der schon beschriebene grüne, stark pleochroitische Chlorit. Das andere grünlich oder bräunlich durchsichtige Mineral kommt in sehr winzigen Kryställchen von quadratischem oder unregelmässigem Durchschnitt vor. Die breiten, schwarzen Ränder deuten auf eine sehr hohe Lichtbrechung. Im polarisirten Licht verhält es sich vollkommen isotrop. Es wird von Säuren, selbst von Flusssäure nicht angegriffen. Die durch Flusssäure isolirten Körnchen geben in der Boraxperle Chromreaction. Es gehört demnach zu den Spinellen und wird wegen seinem Chromgehalt als Picotit oder Chromit aufzufassen sein. Die Spinelle kommen mit Vorliebe mit dem Olivin, entweder in diesem, oder in seinem Umwandlungsproduct, dem Serpentin, eingeschlossen vor. Seltener beobachtet man sie als Einschlüsse in Hornblende und Bronzit. Sie sammeln sich gern längs den das Gestein durchziehenden Klüften an. In diesem Fall werden sie von Serpentin begleitet und sind als secundäre Bildungen anzusehen.

An der Nordwestgrenze des Serpentinmassivs, etwa 100 Schritte westlich von dem oben beschriebenen Gestein, kommt eine kleine, die Compassnadel stellenweise stark anziehende Serpentinkuppe vor, welche ebenfalls eine reichliche Anhäufung der ursprünglichen Gemengtheile zeigt.

Die mitgebrachte Gesteinsprobe besteht zum grössten Theil aus einem harten, gut spaltbaren Mineral von bronzitartigem Habitus. Im Dünnschliff wird dasselbe farblos durchsichtig und ist nicht pleochroitisch, besitzt übrigens die Eigenschaften eines hellgefärbten rhombischen Pyroxens. Eine scharfe krystallographische Begrenzung wurde nicht beobachtet. Dieser Enstatit hat, ebenso wie der Bronzit des vorher beschriebenen Gesteins, eine theilweise

Umwandlung im Talk erlitten. Ausserdem hat sich auf Kosten des Enstatit eine andere Substanz, wenn auch nur spärlich, gebildet. Sie dringt von den Querrissen in die Enstatitsubstanz hinein: und lässt durch die gelbe Färbung schwache Lichtbrechung und niedrige Doppelbrechung, durch die der *c*-Axe des Enstatit parallel laufende Streifung, sowie durch die Lage und den Werth der Elasticitätsaxen auf Bastit schliessen.

Kleine, meist an den Enden ausgefranste Tremolitnädelchen sind neben dem Enstatit spärlich vorhanden. Olivin mit seinen Umwandlungsproducten, Maschenserpentin und Magnetit, ist reichlich vertreten. Das Erz gibt mit der Boraxperle keine Reaction auf Chrom. Auch fehlen nicht die grünen, stark lichtbrechenden Spinellkörnchen, als Einschluss in den anderen Gemengtheilen. Ein leichtes Brausen des Gesteinspulvers in warmer und das Ausbleiben dieser Reaction in kalter Salzsäure deutet auf das Vorhandensein von Magnesiacarbonat.

Hier und da sieht man im Dünnschliff kleine, selten über 1 Millimeter grosse Nester winziger, wasserhell durchsichtiger, stark lichtbrechender und sehr schwach doppelbrechender Körnchen von rundlich länglicher Gestalt. Im convergenten polarisirten Licht erweisen sie sich als einaxig negativ doppelbrechend. Die deutlichen Spaltrisse laufen im Längsschnitt parallel der *c*-Axe, im Querschnitt bilden sie mit einander einen Winkel von 60° und 120°. Diese Eigenschaften sind die des Apatit. Diese Deutung fand ihre Bestätigung durch die bekannte Reaction mit molybdänsaurem Ammoniak, als das Deckgläschen mit einem Diamant durchbohrt und der Canadabalsam über dem Mineral mit Alkohol weggewaschen war.

Diese Beispiele mögen genügen, um den Charakter des Serpentins vom Filzhübel, sowie die mineralogische Zusammensetzung seines Muttergesteins festzustellen. Die weit vorgeschrittene Veränderung des ursprünglichen Mineralbestandes und eine dieselbe begleitende oder vielleicht vorbereitende, mechanische Deformation haben jedoch die eigentliche Structur des Muttergesteins so sehr verwischt, dass eine Bestimmung des ursprünglich eruptiven oder schichtigen Charakters desselben unthunlich ist.

Für eine mechanische Deformation spricht deutlich die Zertrümmerung oder Streckung des vorletzt beschriebenen, sehr grob-

körnigen Gesteins, sowie die darin auftretende, gegenseitige Durchdringung von Bronzit und Amphibol und die Ausbildung des Amphibol in Form von Fasern oder Nadeln, Momente, die dem Vorkommen einen oft unverkennbaren Schieferhabitus aufprägen.

Inwieweit der geologische Verband dieses Vorkommens auf ursprünglich eruptive oder schichtige Natur des Muttergesteins hinweist, wird an späterer Stelle Erörterung finden.

b) Der Serpentin und sein Muttergestein vom Wolfstein und von der Pflughaide.

1. Serpentin.

Von dem zwischen Einsiedl und Sangerberg gelegenen, durch den Rodabach in zwei Theile geschnittenen Serpentinmassiv soll der südlich vom Bach liegende, einheitliche Complex als das Wolfsteinmassiv bezeichnet werden. Nördlich desselben Baches löst sich die Serpentinmasse in mehrere grosse, nahe beisammen stehende Partien auf, welche im Zusammenhang mit den begleitenden Hornblendeschiefern die sogenannte Pflughaide bilden. Der Serpentin dieser beiden Theile stimmt in seinen wesentlichen Charakteren soweit überein, dass eine Trennung derselben bei der Beschreibung nicht durchführbar ist. Der meist sehr dichte Serpentin beider Theile nimmt, wenn die ursprünglichen Gemengtheile des Gesteins reichlicher erhalten sind, gern eine grobkörnige Structur an. Aber auch mit dem Verschwinden solcher Ueberreste wird das Gestein dennoch nicht einheitlich, da helle, unregelmässig begrenzte Partien, von wechselnder Zusammensetzung fast immer in die dunkle, compacte Grundmasse eingebettet sind.

Mehrere Brüche an der Schöpplmühle bei Einsiedl haben das Vorkommnis ausgezeichnet aufgeschlossen. Unterhalb dieser Mühle steht eine von den in Einsiedl wohnenden Gebrüdern v. Lankisch gebaute Schleifmühle, wo der in dem nahe gelegenen Bruch gewonnene Serpentin für ornamentale und Kunstgegenstände verarbeitet wird. Einige hundert Schritte gegen SW. von dem Hauptbruch ist ein kleiner Bruch im sogenannten braunen Serpentin, während noch weiter in derselben Richtung sich mehrere jetzt verlassene, sehr kleine Brüche vorfinden.

In diesen verschiedenen Brüchen zeigt der Serpentin eine grosse Abwechslung in Farbe und Structur. Von den ursprünglichen

Gemengtheilen ist keine Spur mehr vorhanden, jedoch weist die Mannigfaltigkeit der Umwandlungsproducte auf ein stetig wechselndes Verhältnis der Mutterminerale. Die Hauptmasse ist gewöhnlich sehr dunkel, von grün- oder blauschwarzen, auch chocolate-, gelb- und schwarzbraunen Farbentönen. Das Gestein verdankt seine dunkle Farbe dem sehr reichlich auftretenden Magnetit, welcher theils in Schnüren, theils in vereinzelten, bis zu mehreren Millimetern grossen Körnchen, seltener in scharf ausgebildeten Oktaëderchen vorkommt. Wo das Erz an Menge sehr zunimmt, pflegt die sonst scharf ausgeprägte Maschenstructur an Deutlichkeit zu verlieren. Die verschiedenen Farben scheinen zum Theil von äusserst fein vertheiltem Magnetitstaub, zum Theil von der eigenen Farbe des Serpentins herzurühren. Eisenglanz, der in kleinen Schüppchen und Körnchen von blutrother Farbe vorkommt, kann wegen seiner geringen Menge keinen grossen Einfluss auf die Färbung des Gesteins ausüben.

Ein für die Hauptmasse des Serpentins charakteristisches Mineral ist der hellgrün durchsichtige Chlorit. Niedriges n, schwache Doppelbrechung und der bekannte Pleochroismus machen ihn leicht kenntlich. Ausserordentlich gern setzen sich zwischen die auseinandergebogenen Lamellen oder an den Rand des Chlorit Magnetitkörnchen und Carbonate. Die Chloritblätter sind fast immer gebogen und gewunden oder auch in der zierlichsten Weise gefältelt.

Bald in einzelnen Blättchen, bald in schuppigen Aggregaten tritt der Chlorit immer da am reichlichsten auf, wo der Magnetit an Menge zunimmt. Die beiden Minerale können stellenweise alle anderen Gemengtheile verdrängen.

Dieser mit Magnetit vergesellschaftete Chlorit zeigte ausnahmslos optisch positiven Charakter und es wurden Hunderte von Blättchen nach der Basis im convergenten Lichte oder Querschnitte in parallelem Lichte mit dem Quarzkeil geprüft.

Die Structur der Hauptmasse ist in nicht seltenen Fällen die eines Maschenserpentins. Doch wechselt sie sehr. In der Regel sieht man ein wirres Durcheinander von Faser- und Blätterserpentin, untermengt mit Chlorit und Magnetit.

Die oben erwähnten hellen Partien in der Grundmasse erscheinen im Durchschnitte als mattgrüne Flecken, welche oft Andeutungen von der charakteristischen Fensterstructur des Hornblende-

serpentins zeigen. In sehr seltenen Fällen wiederholen sie die an der oben beschriebenen Serpentinpseudomorphose nach Amphibol vom Filzhübel beobachteten Verhältnisse. Häufiger ist die Anordnung eine ganz regellose. Man sieht hier kleine Fetzen bastitähnlicher Substanz, dort eine Menge sich schiefwinklig, wohl auch rechtwinklig kreuzender Blättchen von geringem Brechungsvermögen und niedriger Doppelbrechung. Das Auffallendste bei dem hellen Serpentin ist das Fehlen oder die geringe Menge von Magnetit- und Chloritausscheidungen. Wo das Erz vorhanden ist, erscheint es in kleinen, zu parallelen Reihen angeordneten Körnchen und Oktaëderchen.

Ausser diesen hellgrünen Partien finden sich recht häufig im Gesteine viel hellere, geradezu weisse Stellen, die zum Theile aus weichen, ausgezeichnet spaltbaren Blättchen bestehen, welche nach ihrem optischen Verhalten dem Talk angehören. Demselben ist etwas Blätterserpentin und Chlorit mit den früher beschriebenen Eigenschaften beigemengt. Nur ist hervorzuheben, dass der Chlorit dieser weissen Flecke weniger tief gefärbt, dabei absolut frei von Magnetit und merkwürdigerweise stets negativ doppelbrechend ist.

Es ist eine interessante Thatsache, dass überall, wo der positive Chlorit in Berührung mit Talk vorkommt, also an den Rändern dieser weissen Partien, ein Weiterwachsen desselben stattgefunden hat. Die neu angesetzte Substanz ist krystallographisch gleich orientirt mit dem älteren Chloritkern, besitzt aber die helle Farbe und negative Doppelbrechung des eben beschriebenen Chlorit. Wenn man den Quarzkeil zwischen gekreuzten Nicols einschiebt, so sinken die Interferenzfarben in dem einen und steigen in dem anderen. Häufig sind die Grenzen zwischen dem älteren, positiven und dem jüngeren, negativen Chlorit durch ausgeschiedenen Magnetit scharf bezeichnet.

Die talkreichen Partien können zuweilen aus fast reinem Talk bestehen, in welchem Falle die Blätter eine annähernd gleiche Orientirung zeigen. Die Länge solcher Talkaggregate kann bis über 3 oder 4 Centimeter wachsen. Hier und da häufen sich die hellen Partien zu langen, schmalen Bändern, wechsellagernd mit gleich schmalen Bändern talkfreien, dunklen Serpentins.

Die oben beschriebenen Serpentintypen erleiden durch das Hinzutreten reichlichen Tremolits oder durch locale Anhäufung irgend eines Nebengemengtheiles wesentliche Aenderungen in der Structur.

An der nordwestlichen Grenze des Wolfsteinmassivs tritt dicht am Rodabach ein vom Haupttypus abweichender, an Tremolit ausserordentlich reicher Serpentin zu Tage. Das auffallend harte Gestein hat einen vollständig krystallinen Habitus angenommen. Unter dem Mikroskope sieht man zahllose, farblose Tremolitnadeln, wenig positiv doppelbrechenden Chlorit und vereinzelte Magnetitkörnchen in einem filzigen Aggregate von Serpentin, welcher häufig eine typische „gestrickte Structur" zeigt. In der Nähe von Gesteinsklüften häufen sich die Tremolitnadeln viel reichlicher an.

Durch das allmählige Verschwinden von Tremolit und Hinzutreten von Talk geht dieses Gestein in ein Aggregat von schuppigem Serpentin, Chlorit und Talk über. Zu gleicher Zeit mit der Verdrängung des Tremolit durch Talk stellt sich auch der negative Chlorit als ein Mantel der älteren, positiv doppelbrechenden Chloritblättchen ein.

An anderen Orten kommen filzige Aggregate von Tremolit und Serpentin von so feinem Korn vor, dass das Gestein dem blossen Auge dicht und homogen erscheint. Unter dem Mikroskope erkennt man den Tremolit an seiner runzeligen Oberfläche, den lebhaften Interferenzfarben und der schiefen Auslöschung. Netzt man diesen Filz mit Salzsäure, so gelatinirt der Serpentin und lässt sich tingiren, während der Tremolit unangegriffen bleibt.

Auf dem westlichen Abhange des Wolfsteins unweit des Gipfels finden sich grosse Blöcke eines ebenfalls an Tremolit sehr reichen Serpentins.

Die spindelförmigen oder nadelförmigen, an den Enden ausgefransten Tremolite haben vielfach eine Umwandlung in einen bastitähnlichen Serpentin erlitten. Unter dem Mikroskope verhalten sich kleine, aus dem Gesteinspulver ausgesuchte Spaltstückchen genau wie Bastit. Das Verhalten zwischen dem Ueberreste des Tremolit und dem Umwandlungsproducte ist dasselbe wie bei den oben beschriebenen Pseudomorphosen von Serpentin nach Hornblende vom Filzhübel.

Olivinreste wurden reichlich nachgewiesen. Ihre Angreifbarkeit durch Salzsäure verhindert die Verwechslung mit Tremolit. Der Olivin wird von reichlichem Magnetit begleitet.

Die Art des Auftretens, sowie die Gestalt dieser so häufig wiederkehrenden Tremolitnadeln, ihre innige Mischung mit Blätter-

serpentin und die Tendenz, sich an den Klüften anzusammeln, spricht für ihre secundäre Natur. Ob die Bildung derselben der Serpentinisirung des Gesteins vorausging, oder ob der Tremolit und Serpentin gleichzeitig zur Ausscheidung gelangten, mit anderen Worten, ob dieselben mechanischen und chemischen Kräfte die Entstehung der beiden Substanzen bedingten, ist eine Frage, die wir unbeantwortet lassen müssen.

Das Auftreten von secundärem Tremolit in Serpentin ist an vielen Orten mehrfach beobachtet worden, unter anderem möchte ich die von E. Schulze[1]) beschriebenen Serpentine von Föhrenbühl in der bayerischen Oberpfalz erwähnen, welche in manchen Beziehungen eine Aehnlichkeit mit dem Marienbader Serpentin aufweisen. Für die Erklärung des Vorkommens von secundärem Tremolit im Olivinserpentin sind die Beobachtungen und Beschreibungen Törnebohm's[2]) über die Tremolit- und Aktinolithränder des Olivins in dynamometamorphischen Gabbros von Schweden, und ebenfalls die analogen Beobachtungen von Becke[3]) an Olivingabbros von Langenlois im niederösterreichischen Waldviertel von besonderer Wichtigkeit.

2. Tremolit-Olivin-Gestein von der Pflughaide.

Während der oben beschriebene Tremolit als secundär anzusehen ist, kommt auf der dicht bewaldeten Pflughaide ein Gestein vor, welches eine wesentlich andere Structur besitzt, als die bisher beschriebenen Serpentine. In einer schwarzen Grundmasse stecken viele bis zu 2 Centimeter lange, unregelmässig begrenzte bronzitartig glänzende Krystalle, die durch sehr gute Spaltbarkeit und eine Härte von 5—6 ausgezeichnet sind. Obschon diese Krystalle dem Bronzit täuschend ähnlich sind, erweisen sie sich durch die schiefe Auslöschung der Spaltstückchen als ein monoklines Mineral. Auf der Spaltfläche tritt im convergenten polarisirten Licht eine negative, doppelt schiefe Bissectrix aus. Die Axenebene liegt in der Symmetrieebene. Brechungsvermögen und Doppelbrechung sind hoch. Die Auslöschungsschiefe auf der Prismenfläche beträgt 13°. Von Salzsäure wird es nicht angegriffen, das im Dünnschliff farblos durchsichtige

[1]) Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft. 1883, pag. 433.
[2]) Neues Jahrbuch f. Min. 1877, 383.
[3]) Diese Mitth. 1882, IV, 330, 355, 450.

Mineral zeigt keinen Pleochroismus. Demnach ist das Mineral Tremolit. Der Bronzitglanz rührt wahrscheinlich von längs der Spaltflächen ausgeschiedenem Serpentin her, da derselbe bei der Behandlung des Pulvers mit heisser Salzsäure gänzlich verschwindet.

Dieser Tremolit zeigt eine Zerlegung in zwei Substanzen, erstens in einen parallel der Hauptaxe des Tremolit gestreiften Serpentin, der optisch sich wie Bastit verhält, und der von heisser Salzsäure vollständig zersetzt wird, und zweitens in ein feinschuppiges Aggregat von Talk.

Neben diesen Tremolitkrystallen kommen zahlreiche Reste hoch lichtbrechenden und stark doppelbrechenden, mit Salzsäure gelatinirenden Olivins vor, welcher ebenfalls in zwei Substanzen zerfällt, nämlich in den gewöhnlichen, an Magnetit reichen Serpentin und in ein äusserst feinschuppiges Aggregat von Talkblättchen. Zu erwähnen ist es, dass aus der Form der Olivinpseudomorphosen deutlich hervorgeht, dass dieser im Muttergestein idiomorphe Begrenzung besass.

Kaum hundert Schritte von dieser Stelle tritt ein Gestein mit äusserlich ähnlicher Structur hervor. Unter dem Mikroskope lassen sich dieselben secundären Gemengtheile, aber keine Reste der ursprünglichen mehr wahrnehmen. Talk ist wenig reichlich vorhanden. Die Hauptmasse besteht aus Maschenserpentin und Bastit. Letzterer zeigte an einer Stelle im Durchschnitt die octogonale Umgrenzung eines rhombischen Pyroxens. Obschon Ueberreste dieses Minerals nicht beobachtet wurden, so spricht nicht nur die Form der Pseudomorphosen, sondern auch die Thatsache, dass das Gestein vollständig serpentinisirt ist, für ein Muttergestein, welches nebst Olivin den leicht zersetzbaren Enstatit statt Tremolit enthielt.

Wenn die Zusammensetzung des stellenweise an Tremolit oder Bronzit reichen Serpentins vom Filzhübel auf ein ursprüngliches Peridotitgestein hinweist, so lässt auch hier der Mineralbestand, sowie die in den Pseudomorphosen gelegentlich erhaltene Form der Gemengtheile auf ein peridotitisches Muttergestein schliessen.

Um den Fundort dieses Gesteins aufzusuchen, geht man am besten von dem etwa $1^1/_2$ Kilometer südlich von Neudorf gelegenen Petschauer Sauerbrunnen aus. Man folge dem nach dem Rodabach zufliessenden Bächlein $^1/_2$ Kilometer, dann wende man sich rechts das steile mit Gebüsch überwachsene Gehänge hinauf und steige

bis an die höchst gelegene, aus dem Wald hervorragende Serpentinkuppe hinan. Diese Kuppe ist kaum mehr als $^1/_2$ Kilometer in südlicher Richtung von dem Sauerbrunnen entfernt.

c) Die Serpentine und ihre Muttergesteine von den zwischen Sangerberg, Neudorf und Lauterbach gelegenen Kuppen.

Obschon bei der Untersuchung dieser isolirten Kuppen, mit Ausnahme des am Schluss behandelten Vorkommnisses, nicht viel von den bisher beschriebenen Verhältnissen Abweichendes gefunden wurde, scheint es doch wünschenswerth, eine Anzahl der Gesteine kurz zu beschreiben, einmal weil in einigen Fällen die ursprünglichen Gemengtheile, in anderen ihre Pseudomorphosen vorzüglich erhalten wurden, andererseits, weil die aus der unbewaldeten Hochebene hervorragenden Kuppen leicht wieder aufzusuchen sind, während bei den vorherbeschriebenen Felsarten eine genaue Angabe des Fundortes sehr erschwert war.

1. „Bei den drei Kreuzen."

An der von Sangerberg nach Neudorf führenden Landstrasse zeigt das Gestein eine deutliche porphyrartige Structur. In einer schwarzen dichten Grundmasse von Serpentin liegen viele bis zu 15 Millimeter lange Einsprenglinge von sehr weicher, blätteriger, weisslicher Substanz. Die Durchschnitte sind unregelmässig mit Neigung zu quadratischen Umrissen. Sie sind häufig von kleinen, schwarzen, matten Einschlüssen der Grundmasse durchspickt. Die Structur erinnert an die eines Forellensteinartigen Peridotit oder eines Schillerfels. Unter dem Mikroskope zerfallen diese Einsprenglinge in drei verschiedene, parallel verwachsene Substanzen. Die Hauptmasse besteht aus weissen, nach einer Richtung gut spaltbaren, biegsamen, äusserst stark doppelbrechenden Talkblättchen. Das zweite Mineral besitzt ebenfalls gerade Auslöschung und gute Spaltbarkeit. Die Doppelbrechung dagegen ist sehr niedrig. Pleochroismus mit deutlich grüner und röthlicher Farbe ist nicht wahrzunehmen. Das Mineral ist Chlorit, der, obschon er in Berührung mit Talk vorkommt, deutlich positiven Charakter zeigt. Der dritte, nicht pleochroitische Gemengtheil besitzt die optischen Eigenschaften des Blätterserpentins.

Diese aus Talk, Chlorit und Serpentin bestehenden Einsprenglinge sind vielleicht als Pseudomorphosen nach dem so häufig vorkommenden Tremolit aufzufassen.

Die schwarze Grundmasse verräth ihre Herkunft durch die deutliche Maschenstructur und die Magnetitschnüre des Olivinserpentins. Einige Chloritblätter, sowie vereinzelte, grüne, isotrope, stark lichtbrechende Spinellkörner sind mit dem Serpentin vergesellschaftet. Ursprüngliche Gemengtheile fehlen.

Ein paar hundert Meter südlich von „den drei Kreuzen" kommen grössere, oft radialstengelig gewachsene, weisse, gerade auslöschende Krystalle vor, die auf den besten Spaltflächen kein Interferenzbild geben. Das Brechungsvermögen ist hoch, dagegen die Doppelbrechung niedrig. Die Längsaxe ist Axe kleinster Elasticität. Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar, Absorption $a > c$. V. d. L. sind winzige Spaltblättchen sehr schwer schmelzbar. Das Mineral ist demnach Enstatit Eine kleinkörnige Gesteinsprobe von dieser Stelle zeigt unter dem Mikroskope statt Enstatit dessen Umwandlungsproduct Bastit von gelblicher Farbe. Neben Bastit wurden Maschenserpentin, positiver Chlorit und Magnetit beobachtet.

2. Serpentin westlich von „den drei Kreuzen".

Von den „drei Kreuzen" aus hat man einen Ueberblick auf drei westlich von der von Sangerberg nach Neudorf führenden Strasse und nördlich des Flössergrabens gelegene Serpentinkuppen. Von der nördlichsten derselben stammt ein an Talk und Chlorit ausserordentlich reicher Serpentin. Die bis zu 5 Millimeter grossen Talkblätter sind häufig mit Chlorit verwachsen. Tremolit ist meist in Spindel- und Nadelform reichlich vertreten. Unter dem Mikroskope kann man dieselben Pseudomorphosen von Serpentin nach Tremolit wahrnehmen, die bei dem Serpentin von Filzhübel beschrieben wurden.

3. Tremolit-Olivin-Gestein bei Neu-Sangerberg.

Dieses Vorkommnis ist nördlich von Neu-Sangerberg bei Sangerberg und südlich des Flössergrabens gelegen. [1])

[1]) Auf der Karte ist diese Kuppe irrthümlich auf der Nordseite des Flössergrabens eingezeichnet.

Der nur spärlich noch erhaltene Olivin wird durch sein Umwandlungsproduct, einen schwarzen Maschenserpentin, als ursprünglich reichlich vorhanden erwiesen. Der ebenso reichlich, in frischem Zustand auftretende Tremolit hebt sich porphyrartig aus dem dichten Serpentin mit länglich quadratischem oder unregelmässigem Durchschnitt ab. Die grössten Individuen erreichen eine Länge von 20 Millimetern. Die Farbe ist bronzitähnlich und man würde ihn für Bronzit halten, wenn nicht die optische Untersuchung seinen Amphibolcharakter ausser Zweifel gesetzt hätte. Längs der Spalten und an den Enden, namentlich bei den kleineren Krystallen, ist er oft in ein feinkörniges Talkaggregat oder in Blätterserpentin umgewandelt. Ich halte diesen Tremolit für einen ursprünglichen Gemengtheil. Chlorit und Magnetit kommen wie gewöhnlich vor.

Dieses dem Tremolit-Olivingestein von der Pflughaide sehr ähnliche Gestein erinnert in seiner Zusammensetzung und in der äusseren Structur an einen Hornblende-Pikrit.

4. Enstatit-Tremolit-Olivin-Gestein bei Lauterbach.

Dieses Gestein findet sich etwa $1^1/_2$ Kilometer südlich von Lauterbach an der Nordseite der von Lauterbach nach Sangerberg führenden Strasse. Es besteht aus Enstatit, Tremolit und Olivin mit deren Zersetzungsproducten Serpentin, Talk und Chlorit. Die drei ursprünglichen Gemengtheile sind alle farblos durchsichtig. Tremolit und Enstatit sind, wie bei dem Filzhübelgestein, theilweise in Talk umgewandelt worden. Der Enstatit zeigt häufig randlich dieselbe Umwandlung, während der Kern in Bastit übergegangen ist.

Das Gestein ist schwarzgrau, compact und von deutlich körnigem Habitus. Die Enstatite und Tremolite, welche eine Länge von 3 Millimetern selten überschreiten, zeigen keinerlei Krystallgestalt.

5. Bronzit-Tremolit-Chlorit-Gestein bei der „grossen Ruhestätte".

Dieses unweit der etwa $2^1/_2$ Kilometer nordwestlich von Sangerberg gelegenen „grossen Ruhestätte" vorkommende Gestein ist vor allen bisher beschriebenen merkwürdig wegen der Rolle, welche der Chlorit in demselben spielt.

Makroskopisch ist das Gestein ziemlich feinkörnig, da kein Gemengtheil eine Grösse über 2 Millimeter hinaus erreicht. Die Farbe ist dunkelgrau, mit Stich in's Gelb. Die Hauptgemengtheile sind Chlorit, Bronzit und Tremolit, mit untergeordnetem Olivin, Spinell und Magnetit. Keines dieser Minerale besitzt eine deutliche Krystallgestalt. Der rhombische Pyroxen wird in einem sehr dünnen Schliff fast wasserhell durchsichtig. Pleochroismus ist jedoch deutlich wahrnehmbar. Absorption $a > c$. Der wasserhell durchsichtige Tremolit lässt keinen Pleochroismus wahrnehmen. Olivin kommt in spärlichen Körnern vor und zeichnet sich durch Erzausscheidung, durch sein hohes Relief und sehr hohe Interferenzfarben, sowie durch das Gelatiniren in Salzsäure aus. Er enthält Spinell als Einschluss. Der Chlorit tritt hier nicht in den gewohnten Blättchen auf, ist vielmehr nach allen Richtungen gleich ausgedehnt. Er scheint die Lücken zwischen den anderen Gemengtheilen auszufüllen, oder er bildet eine Art Grundmasse, in welcher die anderen Minerale eingebettet sind. Die einzelnen Individuen pflegen viel grösser zu sein, als die Bronzite und Tremolite. Häufig sieht man einheitliche Individuen, sozusagen, vollgepfropft von regellos zerstreuten Bronzit-, Tremolit-, Spinell-, Magnetit- und wenigen Olivinkrystallen. Der Bronzit nimmt dann stengelige Gestalt an und häuft sich zu radialstrahligen Aggregaten.

Eine sehr deutliche, an Plagioklas erinnernde polysynthetische Zwillingslamellirung ist überall an dem Chlorit zu beobachten. Die Auslöschung der Lamellen ist deutlich schief gegen die Verwachsungsebene der Zwillingslamellen. Der Unterschied in der Auslöschung zwischen Zwillingslamellen steigt bis zu 10°. Diese ungewöhnliche Erscheinung machte eine möglichst sichere Bestimmung des Chlorit nothwendig. Die Spaltbarkeit ist fast parallel zu den Zwillingslamellen, Spaltblättchen verhalten sich zwischen gekreuzten Nicols beinahe isotrop. In einem dicken Schliff ist der Pleochroismus in Querschnitten deutlich. Der Farbenwechsel ist grün für die parallel, röthlich für die senkrecht zur Spaltfläche schwingenden Strahlen. In einem dünnen Schliff verschwindet der Pleochroismus gänzlich. Durch Glühen wird das Mineral braun und stark pleochroitisch. Von Salzsäure wird es leicht angegriffen. Es lässt sich dann tingiren, wodurch der Pleochroismus wieder verstärkt wird. Der Brechungsexponent ist sehr niedrig, ebenso die [illegible]

brechung. Härte ist sehr gering. Dieses Verhalten lässt wohl keinen Zweifel daran, dass hier ein monoklines Glied der Chloritreihe vorliegt.

Der in allen Gemengtheilen reichlich eingeschlossene, tiefgrün durchsichtige Spinell zeigt Körnerform. Annäherung an oktaëdrische Gestalt ist bisweilen wohl zu erkennen.

Auf der Karte ist dieses Gestein als Serpentin eingezeichnet. Es kann wohl in Serpentin übergehen, obschon bei den mitgebrachten Gesteinsproben fast keine Spur dieses Minerals zu beobachten ist.

Die Structur weist ebenso wie in den Enstatit-, Tremolit-, Olivingesteinen vom Filzhübel auf mechanische Vorgänge, als die Ursache der für krystallinische Schiefer charakteristischen, gegenseitig allotriomorphen Durchdringung der Gemengtheile.

d) Kluftausscheidungen im Serpentin.

Die bei Serpentin häufig auftretenden Chrysotiladern sind bei den oben beschriebenen Gesteinen eine so allgemein verbreitete Erscheinung, dass ich dieselben bei der Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse nicht erwähnt habe. Sie durchsetzen das Gestein nach allen Richtungen, namentlich wo dasselbe vollkommen serpentinisirt ist, werden aber selten mehr als 1 Millimeter mächtig. Unter dem Mikroskope wird der Chrysotil farblos oder hellgrünn durchsichtig. Zwischen gekreuzten Nicols stechen die Adern durch die grellen Interferenzfarben gegen die Gesteinsmasse scharf ab. Wo eine gleichzeitige Auslöschung über grössere Entfernung stattfindet, kann man im convergenten polarisirten Licht den Austritt einer negativen Bissectrix constatiren. Die optische Axenebene liegt parallel der Faserrichtung.

Stellenweise sind mehrere Centimeter mächtige Klüfte von abwechselnden Lagen vom Chrysotil und von einem schwarzen, isotropen oder schwach doppelbrechenden Opal ausgefüllt. Die dunkle Farbe des Opals scheint durch die Anwesenheit kleiner, dendritisch gewachsener Einschlüsse von Eisenerzen bedingt zu sein. Im Steinhaubachthal beim Filzhübel kommen an zwei Stellen mehrere Meter mächtige Ausscheidungen von schwarzem und grünem Opal vor. Er ist wahrscheinlich zwischen Serpentin und Gneiss parallel eingelagert.

Im Steinbruch bei der Schöpplmühle bei Einsiedl kommt Calcit in den kleinen Spaltrissen des Serpentins zur Ausscheidung.

Sonst wurde dieses Mineral nicht beobachtet. Auf den Klüften desselben Gesteins setzten sich ferner verschiedene, stetig wechselnde, wasserhaltige Magnesiaverbindungen ab, unter denen eine, wegen ihrer Häufigkeit und constant wiederkehrenden Eigenschaften der Beschreibung werth ist. Diese Substanz bildet überall Ueberzüge auf den Klüften des stark zerquetschten Gesteins. Die glänzende Oberfläche ist deutlich gerieft und erinnert sehr an Rutschflächen. Die Farbe ist dunkelgrün. Das Mineral lässt sich leicht nach einer Richtung spalten, besitzt aber auch eine zweite, weniger vollkommene Spaltbarkeit, wodurch es leicht in längliche, der Riefung parallel gerichtete Stäbchen zerfällt. Auf der besten Spaltfläche tritt im convergenten polarisirten Licht eine negative Bissectrix aus. Der meist kleine Axenwinkel ist sehr schwankend. Doppelbrechung und Lichtbrechung sind gering. Härte = 4, specifisches Gewicht = 2·616. Vor dem Löthrohr schmilzt es in sehr feinen Splittern ruhig zu einem schwarzen Glas. Diese Eigenschaften stimmen mit denjenigen keines mir bekannten Minerals genau überein. Die Härte und die glänzende gestreifte Oberfläche deuten vielleicht auf Pikrolith.

Chlorit ist ein sehr häufig vorkommender Gemengtheil der grösseren Gangausscheidungen. Im Serpentin bei der Schöpplmühle setzen mehrere Centimeter mächtige Gänge fast reinen, feinkörnigen, positiv doppelbrechenden Chlorites auf. An einer Stelle ragen von der Kluftfläche aus bis zu 60 Millimeter lange, büschelförmig angeordnete, farblose Tremolitnadeln in die Chloritsubstanz hinein. Im Querschnitt zeigen diese Nadeln eine scharfe Rhombengestalt mit einem Winkel von 124°—125°. Im Längsschnitt beträgt die Auslöschungsschiefe bis über 23°. Diese Nadeln sind zum Theil in einen gelblichen, faserigen, in Salzsäure leicht löslichen Serpentin umgewandelt. Die Fasern stehen parallel der Längsaxe des Tremolit und die Axe kleinster Elasticität liegt parallel derselben Richtung.

Tremolit bildet ferner, nebst Blätterserpentin, die Hauptmasse mancher schmalen Gänge im Serpentin. Auf dem Wolfstein wurde ein Block beobachtet, welcher von zahlreichen 2—6 Centimeter mächtigen Trümern eines solchen Ganges durchsetzt wird. Die Trumsubstanz ist unter der Einwirkung der Atmosphärilien der Verwitterung leichter anheimgefallen, als das Hauptgestein. Folge davon ist, dass die Oberfläche des Blockes von einem Netzwerk tiefeingeschnittener Furchen überzogen ist.

An einer Stelle wurde ein mehrere Decimeter mächtiger Gang von Asbest beobachtet.

II. Theil. — Schiefergesteine.

a) Chlorit- und Strahlsteinschiefer.

Diese den herrschenden Amphiboliten untergeordneten Schiefergesteine sind mir von mehreren auf der Pflughaide gelegenen Stellen bekannt geworden. Allenthalben stehen sie in enger Beziehung zu dem Serpentin. Das best aufgeschlossene Vorkommnis findet sich nördlich von der von Sangerberg nach Einsiedl ziehenden Landstrasse, etwa 400 Meter bevor man die Rodabachbrücke erreicht. Hier dehnt sich eine lange, schmale Wiese aus, an deren nördlichem Ende sich ein kleiner Teich befindet. Ein dem Rodabach zufliessendes Bächlein hat an der Westseite der Wiese die auf dem Kopf stehenden, oder steil nach SO. einfallenden Schiefer blossgelegt. An dem Steilabhang des rechten Ufers steht sehr zersetzter Serpentin an, während die Chlorit- und Strahlsteinschiefer auf die Bachsohle beschränkt sind.

In diesem Aufschluss wechsellagern Chlorit- und Strahlsteinschiefer in der mannigfaltigsten Weise mit einander. Die Schichten sind sehr stark verstaucht und gefältelt. Stellenweise zeigt der Chloritschiefer die zierlichsten Fältelungen, der weniger nachgiebige Strahlsteinschiefer aber eine gröbere Knickung und Biegung der Schichten. Beide Gemengtheile kommen bald in Zoll- bis Fussmächtigen, dicken Linsen, bald in dünnen, die Linsen umschlingenden Schlieren vor. Es ist nicht unmöglich, dass diese Schiefer ihren stark gefältelten Zustand der genetisch nothwendigen Volumzunahme des ebenfalls sehr gestörten Serpentins verdanken.

Der dunkelgrüne Chlorit verbleicht leicht an der Luft. Er ist in allen beobachteten Fällen von optisch positivem Charakter. Der Austritt der positiven Bissectrix ist fast senkrecht zu der Spaltfläche. Manchmal kann man beim Drehen des Tisches wahrnehmen, dass das Kreuz sich deutlich in Hyperbeln öffnet, obschon der Axenwinkel stets sehr klein ist.

Der Strahlstein wechselt in Farbe von hellgrün bis zu fast schwarzgrün. Die hellen Varietäten schmelzen v. d. L. mit Schwierigkeit, die dunkleren sehr leicht. Ausser diesen zwei Gemengtheilen kommt sehr untergeordneter, local auftretender Magnesiaglimmer und Magnetit vor.

In einem sehr stark gefältelten Chloritschiefer wurde noch ein anderes säulenförmig auftretendes Mineral in spärlicher Ausbildung beobachtet. Es ist wasserhell durchsichtig, hat hohes Brechungsvermögen und sehr schwache Doppelbrechung, da die Interferenzfarben in einem dünnen Schliff nicht über graublau I. Ord. hinausgehen. Die gerade auslöschenden Säulchen lassen im convergenten polarisirten Licht ein zweiaxiges Interferenzbild und eine starke Dispersion der optischen Axen wahrnehmen. Das Mineral ist wahrscheinlich Zoisit, der in später zu beschreibenden Gesteinen eine bedeutende Rolle spielt.

Bei dem vor zwei Jahren erbauten Jägerhaus hat man einen über 13 Meter tiefen Brunnen in ähnlichen Complexen von Chlorit- und Strahlsteinschiefer abgeteuft. Im Sommer 1885 gewährte dieser damals noch nicht eingemauerte Brunnen gute Gelegenheit, das frisch aufgeschlossene Gestein zu studiren. Hier waren die Schiefer so gestört, dass es unmöglich war, die Streichrichtung festzustellen. Wie bei dem eben beschriebenen Vorkommnis waren Chlorit- und Strahlsteinschiefer verworren durcheinander geflochten. Der silberglänzende Chlorit kommt häufig in grossen, stark zerquetschten Klumpen vor. Die einzelnen Blätter sind auf das innigste zu einer durchaus compacten und richtungslosen Masse zusammengewachsen. Der optische Charakter des Chlorit ist wiederum positiv.

Der Strahlsteinschiefer bildet die Hauptmasse des Gesteins und wechselt in Farbe wieder von hellgrün zu schwarzgrün. Er ist viel weniger gebogen und verstaucht als der Chloritschiefer. Die einzelnen Amphibol-Individuen, welche selten eine Grösse von 2 Millimetern überschreiten, besitzen nie terminale, wohl aber häufig prismatische Begrenzung.

Hier und da gesellt sich Zoisit, auch Plagioklas und Rutil zu dem Strahlstein, und es entstehen Uebergänge zu den normalen Amphiboliten.

Sechzig Meter von diesem Brunnen entfernt tritt Serpentin zu Tage.

b) Talk-Feldspath-Amphibolit.

Ein talkreicher Schiefer wurde in diesem Gebiet nur zweimal beobachtet. Beide Male waren es unweit der Grenze des Serpentins liegende Blöcke. Der eine wurde im Walde auf der Pflughaide

angetroffen, der andere findet sich links von der von Grün nach Neudorf führenden Landstrasse, unmittelbar an der von der Strasse durchkreuzten Serpentinmasse.

Die Hornblende, welche die Hauptmasse des letztgenannten Gesteins bildet, ist im auffallenden Licht dunkelgrün, im Dünnschliff stark pleochroitisch. Absorption $= c > b > a$. Ihre Gestalt ist plump säulenförmig ohne Endflächen. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf ausgewählten Spaltstückchen nach (110) 14°.

Der Feldspath ist meist frischer, gestreifter Plagioklas. Selten ist er zu einem feinschuppigen, stark doppelbrechenden Aggregat zersetzt worden.

Der schwach lichtbrechende, äusserst stark doppelbrechende Talk bildet kleine, regellos eingestreute Schuppen. Er ist nicht auf Kosten der Hornblende entstanden.

Die Structur ist für ein Schiefergestein ziemlich regellos. Eine Streckung der Gemengtheile ist wenig ausgeprägt.

c) Hornblendeschiefer und Feldspath-Amphibolit.

Unter Hornblendeschiefer wird hier ein planparallel struirtes Schiefergestein verstanden, dessen Hauptgemengtheil Hornblende ist, welchem sich in untergeordneter Weise Feldspath, Zoisit, Epidot, Rutil oder auch Quarz zugesellen.

Nimmt der Feldspath sehr an Menge zu, so dass man ihn als einen wesentlichen Gemengtheil betrachten muss, so entsteht ein Feldspathamphibolit.

Diese zwei Gesteine nehmen weitaus den grössten Raum in dem untersuchten Gebiete ein. Alle anderen, selbst der Serpentin, treten gegen sie sehr zurück. Die feldspathfreien Varietäten sind gewöhnlich eminent schieferig, mit planparalleler Textur. Die Farbe ist schwarz oder grünschwarz, das Korn klein, aber die einzelnen Individuen wohl immer erkennbar. Beim Hinzutreten des Feldspathes oder besonders des Zoisit wird die Farbe nicht nur des Gesteins, sondern auch der Hornblende der Regel nach heller und das Korn gröber. Die für manche Amphibolite so charakteristische, gestreckte Structur kommt in diesem Gesteine auch zur Geltung, kann aber an einzelnen Stellen fehlen.

Der nicht gestreckte Amphibolit findet sich ausgezeichnet aufgeschlossen in dem etwa 40° gegen SSO. einfallenden

Fels unmittelbar hinter dem Calvarienberg unweit von Sangerberg. Die Stelle ist mit einem hölzernen Kreuze bezeichnet. Dieser schwarze Schiefer besteht hauptsächlich aus etwa 1 Millimeter grossen Hornblendekrystallen, deren Längsaxen in der Schieferebene liegen. Im Dünnschliffe ist die Farbe hellgrün bis gelbgrün. Der Pleochroismus ist stark, Absorption $c \overline{>} b > a$.

In dem untersuchten Handstücke scheint Feldspath zu fehlen. An dessen Stelle treten Körner von stark lichtbrechendem und sehr schwach doppelbrechendem Zoisit auf. Er wird an seinen eigenthümlichen, bläulichen Interferenzfarben leicht erkannt. Die Zoisite zeigen selten Krystallgestalt, sind meistens kurzsäulenförmig mit unregelmässiger Endigung. Die Spaltrisse parallel der Längsrichtung sind sehr deutlich. Im convergenten, polarisirten Lichte erweisen sie sich als zweiaxig mit Axenebene, bald parallel, bald senkrecht zu den Spaltrissen.

Dieses Gestein ist aber nicht besonders geeignet, um die Eigenschaften des Zoisit zu studiren. Die später zu beschreibenden Zoisitamphibolite erwiesen sich zu diesem Zwecke geeigneter.

Neben dem Zoisit und innig gemengt mit demselben, ist ein körniges, sehr stark lichtbrechendes und ziemlich kräftig doppelbrechendes Mineral von weisser Farbe. Es besitzt häufig säulenförmige Gestalt und spaltet dann parallel der Längsrichtung. Die Untersuchung im convergenten polarisirten Lichte ergibt ein zweiaxiges Bild mit der optischen Axenebene senkrecht zu der Längsrichtung. Das Mineral ist wahrscheinlich Epidot. Ausserdem sind in nicht unbedeutender Menge wasserhell durchsichtige, sich im convergenten, polarisirten Licht einaxig verhaltende, positiv doppelbrechende Quarzkörnchen vertreten.

Die Feldspathamphibolite entbehren häufig jeder Spur von schieferiger Structur. Das Gestein wird manchmal vollkommen massig, und erinnert dann an dichte Gabbro. Die Hornblenden sind nie mit scharfer Krystallgestalt ausgebildet, sondern entweder plump säulenförmig mit ausgefransten Enden, wie es bei Pseudomorphosen von Hornblende nach Diallag häufig der Fall ist, oder aber ganz unregelmässig.

Eine sehr dichte Varietät habe ich am Rodebach an der nordwestlichen Grenze des Wolfstein-Serpentinmassivs, etwa $1^1/_2$ Kilometer von Sangerberg entfernt, gefunden. Der gestreifte Plagioklas dieses Gesteins ist zum grossen Theile in ein feinschuppiges, stark

doppelbrechendes Aggregat (Kaolin?) zersetzt. Titanit in winzigen keilförmigen Individuen ist ein häufiger, accessorischer Gemengtheil. Er wurde an seinem sehr hohen Relief und ebenfalls sehr hohen Interferenzfarben, ausserdem an seiner im convergenten polarisirten Licht wahrnehmbaren, sehr starken Dispersion ($\rho > \upsilon$) erkannt.

In manchen dieser Feldspathamphibolite sind gelbe Rutilkörner vorhanden, jedoch nicht so reichlich wie der Titanit. Ihre ausserordentlich starke Lichtrefraction ist wohl das charakteristischeste Merkmal. In sehr dünnen Schliffen kann man eine prismatische Spaltbarkeit und gerade Auslöschung constatiren. Nur selten sind wegen der Eigenfarbe und wegen der grossen Doppelbrechung die Interferenzfarben zu beobachten.

d) Epidot-Amphibolit.

Ein ausgezeichnetes Beispiel dieses nicht sehr verbreiteten Gesteines findet sich an dem Fussweg etwa 100 Meter westlich von dem oben erwähnten Amphibolitfels des Calvarienberges bei Sangerberg. Die Structur dieses Epidotamphibolits ist sehr grobkörnig und erinnert sehr an Gabbro. Die zierlich ausgefransten, fast porphyrisch hervortretenden Hornblendekrystalle verleihen dem nach allen Richtungen gleichmässig struirten Gestein ein ästhetisch schönes Aussehen. Die Hornblendekrystalle zeigen im Dünnschliff nie scharfe Begrenzung. Die Farbe wechselt zwischen hellgrün und fast weiss, je nachdem die a-Axe senkrecht oder parallel zum Analysator-Hauptschnitte steht. Sorgfältig ausgesuchte Spaltstückchen nach (110) geben im parallel-polarisirten Licht eine Auslöschungsschiefe von 14°, im convergenten polarisirten Lichte eine negative, doppelt schief austretende Bissectrix. Die Axenebene fällt mit der Symmetrieebene zusammen.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einer dicht aussehenden, matten, grau oder graugrünen Substanz, welche sich unter dem Mikroskope in ein feines Aggregat von Feldspath und Epidot auflöst. Der theils gestreifte, theils ungestreifte Feldspath zeigt überall eine Umwandlung in Epidot. Wo er in deutlich erkennbaren Resten noch vorhanden ist, lässt er durch seine zerquetschten Ränder auf eine bedeutende mechanische Störung des Gesteins schliessen. Der meist sehr feinkörnige Epidot kommt auch in bis zu 3—4 Millimeter grossen, kurzsäulenförmig ausgebildeten, aber nicht

scharf begrenzten Krystallen von blassgelber Farbe vor. Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar.

Die optische Axenebene liegt senkrecht zu der gestreckten Richtung. In Schnitten, parallel der Symmetrieebene, zeigt er nicht merklich hohe Doppelbrechung. Seine sehr hohe Lichtbrechung wird durch runzelige Oberfläche kundgegeben. Zwillinge (Zwillingsebene parallel der *b*-Axe) sind in einigen Fällen beobachtet worden. Nicht nur der Feldspath, sondern auch die Hornblende ist der Umwandlung in Epidot anheimgefallen. Dieser durchdringt den ganzen Krystall, bis er wie zerfressen aussieht.

Die jetzt gut bekannten, zuerst von v. Lasaulx[1]) in den Amphiboliten von Lampersdorf in Schlesien studirten und später von Cathrein[2]) als identisch mit Titanit nachgewiesenen Pseudomorphosen von Titanomorphit nach Rutil sind in diesem Gesteine in grosser Schönheit ausgebildet. Man kann den ganzen Verlauf der Umwandlung von den fast unzersetzten, nur mit einer dünnen Hülle weisslichen Titanits umgebenen Rutilkryställchen bis zu deren vollständigen Ersetzung bequem beobachten. An den vollendeten Pseudomorphosen ist die ursprünglich säulenförmige, quadratische Rutilgestalt häufig noch zu erkennen. Der etwa noch übrig gebliebene Rutil löscht parallel der säulenförmigen Umgrenzung aus. Der feinkörnige, stark lichtbrechende Titanit gibt selten eine einheitliche Auslöschung. Innig verwachsen mit dem Rutilkern kommen häufig kleine Körnchen eines schwarzen, den Rutil stellenweise ganz verdrängenden Erzes vor. Ob dieses als Ilmenit angesehene Erz neben Titanit aus Rutil entstanden oder ursprünglich mit diesem Mineral associirt war, lässt sich nicht unterscheiden.

e) Zoisit-Amphibolit.

Dieses, wenn auch untergeordnete, so doch nicht selten zu Tage tretende Glied der Amphibolitformation bei Marienbad kommt an zwei leicht zugänglichen Stellen in besonderer Schönheit vor. Von der an der Mündung des Schöpplbaches in den Rodabach gelegenen Brücke, über welche der Weg von Einsiedl nach Sangerberg führt, gehe man etwa 200 Meter thalaufwärts dem linken (west-

[1]) Neues Jahrbuch. 1879, 568 und Zeitschr. f. Krystall. 1880, IV, 162—168.

[2]) Al. Cathrein, Ueber Titaneisen, Leukoxen und Titanomorphit. Zeitschr. f. Krystall. 1881, VI, 244—256.

lichen) Ufer des Schöpplbaches entlang. Dort trifft man einen, schon von der Brücke aus sichtbaren, kaum zwei Meter hoch aus der schmalen Wiese hervorragenden gegen OSO. mit einer Neigung von 60° einfallenden, schieferigen Fels. Er liegt nahe an dem dicht bewaldeten, aus Serpentin bestehenden Steilabhang. Der schieferige, nur 3 Meter vom Serpentin entfernte Zoisit-Amphibolit lässt keine Uebergänge zum Serpentin wahrnehmen.

Das zweite Vorkommnis liegt rechts von der Einsiedl-Sangerberger Strasse, etwa 250 Meter nordwestlich, d. h. gegen Sangerberg zu, von der oben erwähnten Brücke Die hier durch den Strassenbau entblössten Felsen gehören zu einer schmalen von NO. nach SW. laufenden, in den Serpentin sich auskeilenden Amphibolitlinse, die local in Zoisit-Amphibolit übergeht. An der genannten Stelle wechselt das Einfallen der NO.–SW. streichenden Schichten zwischen 30° und 50° gegen den Horizont.

An beiden genannten Orten zeigt das Gestein eine gestreckte Structur. Ein parallel der Schieferung ausgeführter Schliff trifft die Mehrzahl der Hornblenden parallel einer, durch die krystallographischen Axen *c* und *b* gehenden Ebene. Die Hornblenden löschen dann meistens gerade aus und erscheinen wenig pleochroitisch. In einem senkrecht zur Streckung gelegten Schliff tritt die charakteristische prismatische Spaltbarkeit der Hornblende deutlich hervor, und der Pleochroismus ist am stärksten, a = farblos, b = hellgrasgrün bis gelbgrün.

Die oft säulenförmig auftretenden Zoisitkrystalle ordnen sich häufig parallel zu den Hornblendesäulchen, dabei liegt das Makropinakoid (100) derselben gern in der Schieferebene. Im Schliff nach dieser Richtung also sind die Säulengestalt und die parallel derselben laufenden Spaltrisse nach (010) leicht wahrnehmbar. Da nun die spitze Bissectrix bei Zoisit immer mit der Krystallaxe *a* zusammenfällt, ist die nothwendige Folge der Orientirung des Zoisit im Gestein, dass die meisten Krystalle, in einem parallel der Schieferung getroffenen Schliff, den Austritt einer positiven Bissectrix gestatten. In einem senkrecht zu dieser Richtung ausgeführten Schliff zeigen die bald parallel zur Basis, bald parallel der Säulenrichtung getroffenen Zoisite häufig den Austritt einer negativen Bissectrix. Dass die Tendenz zur Parallelordnung der Zoisit- und Hornblendekrystalle im directen Verhältnis zu dem Grad der Schiefrigkeit

des Gesteins steht, ist selbstverständlich. Die optische Axenebene liegt bei dem Zoisit bald in der Basis, bald im Brachypinakoid. Im ersten Fall ist die Dispersion wie Des Cloizeaux angibt, $\rho > \upsilon$, im zweiten Fall $\rho < \upsilon$. An dem Gesteine am Schöpplbach wurden eigenthümliche Zwillingsbildungen bei dem Zoisit beobachtet. Ein einheitlich auslöschendes Korn färbt sich beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols nach unregelmässig begrenzten Feldern mit verschiedenen Interferenzfarben. Folgendes Verhalten wurde zweimal beobachtet. Ein aus zwei Individuen bestehendes Korn lässt in dem einen Individuum eine positive Bissectrix senkrecht austreten. Die optische Axenebene liegt parallel der besten Spaltbarkeit. In dem zweiten tritt eine negative Bissectrix ebenfalls senkrecht aus; die optische Axenebene aber liegt senkrecht zu derjenigen des ersten Individuums. Demnach fällt die optische Axenebene mit dem Brachypinakoid zusammen, und ist die Zwillingsebene ein Brachydoma; die senkrecht zu c getroffenen Schnitte zeigen niedrigere Interferenzfarben, als die senkrecht zu a getroffenen, d. h. $\beta - \alpha < \gamma - \beta$. Der Zoisit enthält gern reichliche, unregelmässig gewundene Schnüre staubähnlich aussehender Einschlüsse, ausserdem grössere rundliche oder ovale, parallel der Längsrichtung gestreckte, wasserhell durchsichtige Interpositionen.

Als untergeordneter, aber recht verbreiteter Gemengtheil ist ein fein verzwillingter mikroklinähnlicher Feldspath zu erwähnen. Eingeschlossen in der Hornblende sind zuweilen winzige gelbe, ausserordentlich stark lichtbrechende Rutilkryställchen zu beobachten.

Aus dem niederösterreichischen Waldviertel hat Becke[1]) ein sehr ähnliches, von ihm Zoisit-Amphibolit genanntes Gestein beschrieben, welches ebenfalls eine, durch die Stellung der Zoisitsäulchen hervorgebrachte Streckung zeigte.

f) Porphyrischer glimmerreicher Amphibolit.

An der Stelle, wo die Neudorf-Lauterbacher Strasse den Leitenbach überschreitet, wurde ein grosser, dunkler, porphyrisch aussehender Block angetroffen. Die rundlich bis zu 5 Millimeter grossen, schwarzen Einsprenglinge stecken in einer Art grauen krystallinen Grundmasse. Bei näherer Betrachtung erweisen sich die Einsprenglinge

[1]) Diese Mitth. 1882. IV, 314.

als Krystallaggregate zweier, pechschwarzer, gut spaltbarer, stark glänzender Minerale. Das eine lässt sich unter dem Mikroskope durch seine Cohäsions- und optischen Eigenschaften als Hornblende nachweisen. Auf ausgewählten Spaltstückchen nach (110) beträgt die Auslöschungsschiefe 14°. Das zweite Mineral spaltet in äusserst dünne Blättchen, welche sich als optisch einaxig und negativ doppelbrechend erwiesen. Der Pleochroismus ist sehr stark. Die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen sind schwarzbraun, die senkrecht dazu schwingenden hellgelb. Brechungsvermögen ist gering, aber Doppelbrechung sehr kräftig. Das Mineral ist Magnesiaglimmer. Diese Minerale sind gewöhnlich regellos mit einander verwachsen, seltener bildet ein Hornblende-Individuum eine einheitliche Hülle, in deren Centrum ein feinschuppiges Aggregat von Glimmer eingeschlossen ist. Wo die Hornblende in der Grundmasse vereinzelt auftritt, wird sie in der Prismenform oft von (110) (010) begrenzt.

Die Grundmasse besteht aus einem kleinkörnigen Aggregat von gestreiften und ungestreiften Feldspathkörnchen, denen sich Hornblende und Glimmer und einzelne Quarzkörner zugesellen. Der Feldspath ist theilweise in ein äusserst feinkörniges Aggregat eines stark lichtbrechenden Minerals (wahrscheinlich Epidot) umgewandelt. Ganz vereinzelt sind optisch einaxige, schwach negativ doppelbrechende, stark lichtbrechende Apatitkörner nachgewiesen worden. Eisenkies tritt in winzigen Körnchen spärlich auf.

g) Gebänderter Pyroxen-Amphibol-Schiefer.

An der Nordostseite der Neudorf-Lauterbacher Strasse kommt ein zwischen den sogenannten Schützenhäuseln bei Monteshöhe und dem unter c) 4. beschriebenen „Enstatit-Tremolit-Olivin-Gestein" gelegenes, vom Granit umgebenes, ausserordentlich frisches Schiefergestein vor, welches häufig zierliche Stauchungen und Windungen seiner abwechselnd hellgrün und schwarzgrün gefärbten Lagen zeigt. Es wechsellagern $^1/_2$ Millimeter dünne, schwarze Hornblendelagen mit ebenso dünnen oder bis zu Centimeter grossen, helleren pyroxenreichen Lagen. Das sehr feinkörnige, zähe Gestein spaltet längs der dunklen Hornblendelagen mit Leichtigkeit.

Unter dem Mikroskope zeigt es sich, dass die helleren Bänder aus einem Aggregat innig gemengter Pyroxen- und Feld-

spathkörner bestehen, während Hornblende fehlt. Die schwarzen Lagen dagegen enthalten fast nur Hornblende, neben welcher Pyroxen und Feldspath eine unbedeutende Rolle spielen. In Schnitten der Pyroxenindividuen, welche senkrecht gekreuzte Spaltrisse zeigen, tritt eine optische Axe mit mehreren Ringen aus. Die Farbe im durchfallenden Licht ist hellgelb bis farblos. Pleochroismus ist nicht wahrnehmbar. Unter den reichlichen Einschlüssen kann man unterscheiden: 1. äusserst winzige, rundliche, ovale oder unregelmässige, staubähnliche Interpositionen, die ich wegen ihrer breiten schwarzen Ränder für Gasporen halte; 2. rundliche, kleine, wasserhell durchsichtige, hoch lichtbrechende und schwach doppelbrechende Körner, die wahrscheinlich dem Apatit angehören; 3. keilförmige, auch rundlich eckige Individuen von hohem n und kräftiger Doppelbrechung, mit schlecht ausgeprägter Spaltbarkeit und mit schwachem Pleochroismus (die Farben wechseln von farblos zu hellgelb), die dem Titanit zuzusprechen sind. Der Pyroxen besitzt nirgends Krystallgestalt.

Die häufig von (110) und (100) begrenzte Hornblende ist stark pleochroitisch, $c = b$ = dunkelmattgrün, a = hellgelbgrün. Sie ordnet sich gern nach der Ebene des Gesteinswechsels, eine Orientirung, welche bei den anderen Gemengtheilen nicht beobachtet wurde.

Der Feldspath ist zum grössten Theil gestreifter Plagioklas, an dem man nicht selten sich rechtwinklig kreuzende mikroklinähnliche Zwillingsstreifen wahrnehmen kann. Der ungestreifte Feldspath tritt gegen den gestreiften sehr zurück. Während nun die Feldspathe der pyroxenreichen Lagen aussergewöhnlich frisch erscheinen, sind die wenig zahlreichen Feldspathkörner der Hornblendelagen fast sämmtlich in ein feinschuppiges, stark doppelbrechendes Aggregat zersetzt worden. Die Hornblende wird oft von Biotit begleitet, der zum Theil in ein optisch positives Chloritmineral verwandelt ist.

h) Eklogite und eklogitartige Gesteine.

In einer zusammenfassenden Abhandlung über die Zusammensetzung des Eklogit hat Ernst R. Riess[1]) betont, dass verschiedene Uebergangsgesteine zum eigentlichen Eklogit auch da vorkommen

[1]) Diese Mitth. 1878, I, 167.

können, wo gar kein eigentlicher Eklogit zu finden sei, und er erwähnt als Beispiel gewisse Hornblende-Granatgesteine bei Marienbad und Tepl. Man kann dann, fügt er hinzu, „höchstens im petrographischen Sinne von Uebergängen sprechen, und wird diese Gesteine als eklogitartige Amphibolite zu bezeichnen haben". Unter Eklogit versteht Riess ein feldspathfreies Gestein, für welches als stets vorhandene wesentliche Gemengtheile Omphacit und Granat gefordert werden" [1]), und ferner „treten Hornblende, Quarz, Cyanit, Zoisit oder Glimmer als weitere wesentliche Gemengtheile hinzu, so entstehen dadurch nur besondere Varietäten von Eklogit". [2])

Diese Definition von Eklogit annehmend, hat F. Becke [3]) ein Gestein von Altenburg im niederösterreichischen Waldviertel, trotz seines geringen und auf die pegmatitischen Höfe des Granats beschränkten Feldspathgehalts als echten Eklogit beschrieben. Mit diesem Eklogit von Altenburg haben manche Granatgesteine des Marienbader Serpentin-Gebiets grosse Aehnlichkeit und sind zum Theil als Eklogite, zum Theil als eklogitartige Gesteine, je nachdem der Feldspath eine unwesentliche oder wesentliche Rolle spielt, oder endlich auch als granatführende Amphibolite zu bezeichnen.

1. Kelyphit-Eklogit.

Dieses ausserordentlich schöne, wegen seiner eigenthümlichen Structur als kelyphitähnlich zu bezeichnende Gestein kommt nicht selten als Einlagerung im Amphibolit vor. Die hier mitgetheilten Beobachtungen wurden an Gesteinsproben von drei verschiedenen Localitäten gemacht.

Das eine Vorkommnis findet sich etwa $^1/_2$ Kilometer WSW. von den nächst gelegenen Häusern von Grün. Von der zwischen Einsiedl und Grün gelegenen Rodabachbrücke aus führt ein schmaler, steiler Fussweg das Gehänge hinauf, zuerst nach NW., später nach Norden, und erreicht die Grün-Neudorfer Strasse. Diesen Fussweg von der Brücke aus ansteigend, erreicht man nach etwa 10 Minuten die Hochebene von Grün. An der Nordseite des Weges läuft eine streckenweise unterbrochene, meist verfallene Mauer von Gneiss und Amphibolitblöcken hin. In dieser Mauer sind die Eklogitblöcke

[1]) Ibidem 209.
[2]) Ibidem 167.
[3]) Diese Mitth. 1878, I, 317.

reichlich vertreten, und sind dieselben an den bis erbsengrossen, von schwarzgrünen Mänteln umgebenen Granaten zu erkennen.

Der zweite Fundort liegt etwa 1 Kilometer westlich von Grün an der Nordseite des Rodabaches, ein paar hundert Schritt unterhalb der Mündung des vom Petschauer Sauerbrunnen herabfliessenden Bächleins. Es findet sich an genannter Stelle eine verlassene Erzgrube (ein Bauer aus der Gegend hat sie eine Bleigrube genannt). Unter den vielen auf dem Steilgehänge zusammengehäuften, granatfreien Amphiboliten habe ich bei meinem ersten Besuch mehrere Blöcke eines sehr schönen Eklogit angetroffen. Im vorigen Jahre aber war die Stelle verschüttet.

Die dritte Stelle findet sich ebenfalls am linken Ufer des Rodabaches, etwa in der Mitte zwischen der oben erwähnten Brücke und der grossen gangförmig auftretenden Granitmasse, welche das Rodathal unweit seiner Mündung in die Tepl, in nordsüdlicher Richtung durchstreicht. Es kommen hier viele grosse, herabgestürzte Blöcke eines an Granat ausserordentlich reichen Eklogit vor.

Bei dem ersten, und noch deutlicher bei dem zweiten Vorkommnis sind es einmal die scharfe Rhombendodekaëder-Gestalt der Granaten, andererseits die dieselben umgebenden, dunkelgrünen Hornblendeschalen, welche sofort in's Auge fallen. Diese einsprenglingsartigen Granaten heben sich von einer Art dichten, hellgrün gefärbten Grundmasse deutlich ab. Man könnte die Grundmasse ohne Hilfe des Mikroskopes leicht für eine einheitliche Substanz halten. Die matte Farbe derselben erinnert sehr an Serpentin [1]), jedenfalls würde man sie für sehr zersetzt ansehen. Die mikroskopischen Untersuchungen

[1]) In seinen „Geologische Excursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmens" spricht Laube von einem stellenweise an Granat sehr reichen Serpentin. Da ich aber im ganzen untersuchten Gebiet keinen einzigen Granatserpentin finden konnte, hatte Herr Prof. Laube die Freundlichkeit, sämmtliche Serpentine in der Prager Sammlung, sowie diejenigen bei Herrn v. Zepharovich durchzusuchen. Es wurde nur ein Handstück mit Granaten gefunden, von welchem ich eine Probe erhalten habe. Da diese Probe bei der Vergleichung mit dem Eklogit von Grün sich als diesem Gestein durchaus ähnlich erwiesen hat, so möchte die Annahme, dass der Marienbader Serpentin stellenweise Granat enthalte, auf Irrthum oder Verwechslung beruhen. Es ist vielleicht erwähnenswerth, dass der oben erwähnte Eklogit von Altenburg im niederösterreichischen Waldviertel auch für Serpentin gehalten worden ist, denn Becke sagt bei der Beschreibung desselben (Diese Mitth. 1882, IV, 317): „Auf der Karte von Czjżek ist er als Serpentin eingezeichnet."

aber haben gezeigt, dass die Grundmasse nicht aus Zersetzungsproducten, sondern aus einem sehr frischen, äusserst innigen Gemenge sich gegenseitig durchdringender Amphibol- und Pyroxen-Krystalle aufgebaut ist. Man kann die Pyroxen-Amphiboldurchdringung nicht unpassend mit der Granophyrstructur der alten, sauren Eruptivgesteine vergleichen.

Die Granaten dieses Eklogit sind gewöhnlich klein, und dann pflegen die umgebenden Hüllen scharf ausgebildet zu sein. In seltenen Fällen erreichen sie eine Grösse von 8—10 Millimeter, dann werden die anderen Gemengtheile gröber, die Hüllen breiter (1—2 Millimeter) und unregelmässiger, und die Granaten selbst verlieren zum Theil ihre rhombendodekaëdrische Umgrenzung. Im Handstück zeigen sie eine röthlich braune Farbe, im Dünnschliff sind sie hell rosaroth durchsichtig. Sie verhalten sich zwischen gekreuzten Nicols vollkommen isotrop. Man sieht im Dünnschliff neben zahllosen, unregelmässig verlaufenden, auch scharfe, den ganzen Krystall durchziehende Spaltrisse, welche, da sie bei allen in demselben Schliff enthaltenen Granaten parallel laufen, wahrscheinlich als ein Druckphänomen aufzufassen sind. Dieselbe Erscheinung hat Becke an dem Eklogit von Altenburg wahrgenommen, nicht aber als Druckerscheinung, sondern als die unvollkommene Spaltbarkeit nach (110) bei parallel gestellten Körnern gedeutet. Das von ihm hervorgehobene, gleichzeitige Einspiegeln der Spaltflächen findet in dem Gestein von Grün sein Analogon darin, dass die durch den Gebirgsdruck bedingten Absonderungsflächen ebenfalls nahezu einspiegeln. Dass indessen hier der Grund der Erscheinung nicht in einer aussergewöhnlichen Spaltbarkeit und parallelen Ordnung der Granatindividuen zu suchen ist, ergibt sich daraus, dass nur eine Fläche, nicht sechs parallel liegen und dass diese eine Fläche nicht dem Rhombendodekaëder angehört, zeigen folgende Beobachtungen: 1. Die im Schliff scharf ausgeprägten Risse laufen nicht parallel den Tracen der Rhombendodekaëderflächen, sondern machen einen beliebigen Winkel mit demselben. 2. Die an Spaltstückchen gemessenen Winkel stimmen nicht mit den Winkeln des Rhombendodekaëders überein.

Einschlüsse sind ausserordentlich zahlreich. Nicht selten sieht man Schnüre von unregelmässig gestalteten Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen. Stellenweise sind die Granaten, namentlich der innere Theil derselben, vollgepfropft von winzigen,

äusserst zierlichen Kryställchen des sonst spärlich vorhandenen Rutils. Das enorme Brechungsvermögen dieses Minerals zeigt sich durch die schwarzen Ränder und durch die sich deutlich abhebende Gestalt der in dem ebenfalls stark lichtbrechenden Granat eingeschlossenen Individuen. An den kleinsten Kryställchen kann man Interferenzfarben II. und III. Ordnung erkennen. Ihre Form ist kurz säulenförmig mit stumpfer pyramidaler Endigung. Die Längsaxe ist Axe kleinster Elasticität, das Mineral also positiv. Nur selten ist Pleochroismus zu beobachten. Dann ist E gelbgrün, O gelblich. Absorption $E > O$. Sie sind selten länger als 0·05 Millimeter. Ein anderes in dem Granat eingeschlossenes Mineral halte ich, wegen seines hohen n (etwa gleich dem des umschliessenden Granats), der nicht unbeträchtlichen Doppelbrechung, langgestreckter Körnerform mit gerader Auslöschung und der hellgelblichen Farbe für Epidot. Mit diesem vergesellschaftet kommen kleine Körnchen von Zoisit vor, die sich von dem Epidot wesentlich durch ihre sehr niedrigen Interferenzfarben unterscheiden. Quarz als Einschluss im Granat ist nicht sehr häufig nachzuweisen, dann aber reichlich und in grösseren unregelmässig gestalteten Körnern. Nur ganz vereinzelt treten unter den Einschlüssen Hornblende und Plagioklas auf.

Die dunklen, kelyphitähnlichen Mäntel um die Granaten bestehen in seltenen Fällen aus einem oder mehreren Hornblendekörnern. Gewöhnlich sind sie aus stengeligen, mit einander verwachsenen Individuen von vorwiegender Hornblende und spärlich zwillingsgestreiftem Plagioklas aufgebaut, welche sich mit Vorliebe senkrecht zu der Granatoberfläche stellen. Oft sind die Plagioklasstengel auf die innere, den Granat berührende Hälfte des Mantels beschränkt, während die Hornblende-Individuen sich nach aussen zu einer continuirlichen Hülle vereinigen. Die Breite der Mäntel wechselt mit der Grösse des Granats zwischen 0·5 und 2·0 Millimeter. Dem blossen Auge scheinen sie manchmal haarscharf gegen die Gesteinsmasse abgegrenzt zu sein, als wären sie auf Kosten der Granatkrystalle entstanden. Dass dieses nicht der Fall sei, dass vielmehr die Granaten als ältere Ausscheidungen blos eine richtende Wirkung auf die wachsenden Hornblende- und Feldspathkrystalle ausgeübt haben, glaube ich aus folgenden Gründen annehmen zu müssen: 1. Unter dem Mikroskope kann man constatiren, dass in keinem

Fall die äussere Begrenzung der Mäntel eine absolut scharfe ist. Die Hornblendekörner derselben wachsen stellenweise weiter und bilden in inniger Durchdringung mit Pyroxen einen integrirenden Theil der Grundmasse. 2. Die Krystallgestalt der Granatkerne ist eine viel zu scharfe, als dass man sie als Ueberbleibsel eines früher grösseren Krystalles ansehen könnte. 3. Hornblendemäntel sind keineswegs auf die Granaten beschränkt. Andere einzeln vorkommende Krystalle sind mit ähnlichen, wenn auch nicht so regelmässigen Schalen von Hornblende oder von Hornblende und Feldspath umgeben, wie z. B. der Zoisit und stellenweise Quarz- und Rutilkörner. 4. Der Granat kommt zuweilen in directer Berührung mit Zoisit und Quarz vor, in welchem Fall die grüne Hülle natürlich fehlt; aber der Granat behält auch hier seine Krystallgestalt. 5. Nicht selten lässt sich ein Granatkrystall vom Gestein losspalten, während die zurückbleibende Hornblendehülle einen deutlichen rhombendodekaëdrischen Abdruck zeigt. Wäre die Hornblende von aussen nach innen in die Granatsubstanz hineingedrungen, so wäre die Adhäsion mit dem Granat wohl grösser.

Es lässt sich indessen nicht leugnen, dass in gewissen Fällen eine Entwicklung von Hornblende und Feldspath auf Kosten des Granats nicht gerade unwahrscheinlich ist. Nicht selten sind nämlich die Granaten von weiten unregelmässigen Spalten durchzogen, von welchen aus Einbuchtungen in den Granat hineingehen. Spalten und Einbuchtungen sind von denselben Mineralen ausgefüllt, nämlich von Hornblende und Feldspath, welche die peripherische Schale zusammensetzen.

Die Hornblende der Granathülle und auch der Grundmasse ist selbst in den dünnsten Schliffen deutlich pleochroitisch, a = farblos, $b = c$ = grün bis hellgrün. Der Feldspath ist meistens gestreift, bisweilen aber ungestreift. Um nachzuweisen, ob hier Orthoklas vorliege, wurde eine mechanische Trennung der gepulverten Gemengtheile vermittelst Thoulet'scher Lösung ausgeführt. An Körnchen des leichtesten Gemengtheiles, welche unter dem Mikroskope sich wie gestreifter und ungestreifter Feldspath verhielten, wurde mit Flusssäure eine mikrochemische Reaction auf Kali wiederholt ohne Erfolg gemacht. Statt dessen wurde Natrium und Kalk in reichlicher Menge nachgewiesen. Orthoklas scheint also nicht vorhanden zu sein.

Zoisit in Körnerform oder in mangelhaft ausgebildeten Krystallen ist ein constanter und reichlicher Gemengtheil dieses Eklogit. Er sammelt sich local in stark gestreiften, alle anderen Gemengtheile verdrängenden, bis zu 5 Centimeter langen Fasern von gelblichweisser Farbe an. Vor dem Löthrohre schmilzt er mit Aufblähen zu einem Glas. Bei brachypinakoidaler Axenlage zeigt er kräftige Dispersion, $\rho < \upsilon$. An den Rändern der Krystalle findet fast immer eine Umwandlung in eine trübe Substanz statt, welche, bei sehr starker Vergrösserung, sich in drei Minerale auflöst: 1. In einen zwillingsgestreiften Plagioklas. 2. In ein stark lichtbrechendes, mässig doppelbrechendes, körniges, auch langgestrecktes, weisses Mineral. Die längeren Körner löschen gerade aus und die Längsrichtung ist Axe kleinster Elasticität. 3. In eine (häufig fehlende) blättrige Substanz von weisser Farbe und sehr hoher Doppelbrechung. Die gerade auslöschenden Blättchen haben die Axe kleinster Elasticität parallel der Blattrichtung. Das Mineral ist wahrscheinlich Muscovit. Die oben erwähnten, den Zoisit umgebenden Hornblendeschalen sind von dem unzersetzten Kern durch diesen Zersetzungsrand getrennt. Nicht selten sind die Zoisite durch dieses Zersetzungsproduct völlig ersetzt worden. Durch Zunahme der zweiten, stark lichtbrechenden Substanz entstehen Uebergänge zu höchst merkwürdigen Gebilden, die ich für Pseudomorphosen nach Zoisit halte. Man merkt schon im Handstück die 1 bis 3 Millimeter grossen grauweissen, wachsglänzenden, von einer grünen Hornblendehülle umgebenen Partien. Im Schliff (er muss ausserordentlich dünn sein) sieht man bei starker Vergrösserung dichtgedrängte, parallele, gewundene oder strahlige Reihen und Bündelchen von winzigen gestreckten Körperchen, welche oft die ganze Masse anscheinend aufbauen, oder in eine Grundmasse von randlich sichtbarem Feldspath eingebettet sind. Die Körperchen verhalten sich optisch genau so wie das zweite stark lichtbrechende Zersetzungsproduct des Zoisits. Sie zeigen nie scharfe Säulenbegrenzung, sondern blos eine Längsausdehnung, indem sie gewöhnlich zwei-, selten 5—6mal länger als breit sind. Ein quer durchgeschnittenes Bündel sieht wie ein Aggregat winziger, unregelmässig rundlicher Schüppchen aus. Die Doppelbrechung in solchen Schnitten ist äusserst gering, dagegen parallel der gestreckten Richtung lassen die Interferenzfarben auf eine Doppelbrechung schliessen, die etwas höher

ist, als bei dem benachbarten gestreiften Plagioklas. Wegen der Kleinheit dieser 0·02—0·04 Millimeter langen Kryställchen blieben alle Versuche im convergenten polarisirten Licht erfolglos. Im parallelen polarisirten Licht wurde die Längsrichtung ausnahmslos als Axe kleinster Elasticität erfunden.

Diese Substanz besitzt eine im Schliff kaum wahrnehmbare, eminente Spaltbarkeit senkrecht zu der gestreckten Richtung. Das fein gepulverte Material zerfällt in lauter kleine Schüppchen und Aggregate von Schüppchen von solcher Dünne, dass sie sich im parallelen und im convergenten polarisirten Licht absolut isotrop verhalten. Nach fünfstündiger Erwärmung mit heisser Flusssäure blieben die Schüppchen unangegriffen. Der Plagioklaskitt wurde aber aufgelöst und in der Lösung konnten Kalk und Natron auf mikrochemischem Wege nachgewiesen werden. Die isolirten Schüppchen zeigen eine Härte > 7, da sie, zwischen zwei Quarzplatten zerrieben, den Quarz leicht ritzen. Vor dem Löthrohr sind sie unveränderlich. Das specifische Gewicht ist beträchtlich, da ein Körnchen der mit Feldspath verwachsenen Substanz in Thoulet'scher Lösung von 3·07 specifischem Gewicht sank. — Zur qualitativen chemischen Bestimmung wurde das durch Flusssäure isolirte und rein ausgewaschene Material 30 Minuten mit Soda geschmolzen, nach welcher Zeit es zum grössten Theil aufgeschlossen war. In dem Aufschluss konnten $Si O_2$ durch Zusatz von Flusssäure als Kieselfluornatrium und Thonerde durch Behandeln mit $H_2 SO_4$ und $Cs Cl$ als Cäsiumalaun nachgewiesen werden. Das Blauwerden des mit Cobaltsolution geglühten Pulvers deutet ebenfalls auf Thonerde. Andere Substanzen habe ich nicht nachweisen können.

Es sind wohl nur drei bekannte Minerale, nämlich Andalusit, Sillimanit und Topas, mit denen man dieses Mineral vergleichen kann. Das erste, Andalusit, wird durch die Lage seiner Elasticitätsaxen (und die Spaltbarkeit) ausgeschlossen, da $c = a$. Der Sillimanit stimmt in allen Eigenschaften, mit Ausnahme der Spaltbarkeit, überein. Ein fein gepulvertes Fibrolithkorn zeigte unter dem Mikroskope ein absolut anderes Aussehen wie die Blättchen dieses Minerals. Der Topas besitzt jedoch nicht nur die beobachteten optischen Eigenschaften, sondern auch die gleiche Spaltbarkeit. Ein fein gepulvertes Topaskorn könnte unter dem Mikroskope mit unserer Substanz leicht verwechselt werden. Der dreimal wiederholte Versuch

aber, Fluor nachzuweisen, ergab ein negatives Resultat, obschon ich bei der gleichen Menge Topas unter gleichen Bedingungen einen Gehalt an Fluor ohne Schwierigkeit nachwies. — Es ist möglich, dass diese Pseudomorphose nach Zoisit eine noch nicht bekannte Form der so polymorphen Verbindung $Al_2 Si O_5$ sei.

Der gelegentlich als Einschluss im Granat, zuweilen auch für sich allein auftretende Quarz besitzt nie Krystallgestalt. Er, sowie der Granat und der Zoisit, zeigt nirgends eine Tendenz, mit anderen Gemengtheilen innig zu verwachsen, vielmehr dient er als Centrum, um welches herum die Hornblendekörner sich ansetzen. Er enthält häufig Flüssigkeits- und local angehäuft Rutil- und Apatiteinschlüsse.

Der Apatit tritt in der Gesteinsmasse in wohl erkennbaren bis zu 0·06 Millimeter langen, hexagonalen Säulchen auf. Er enthält nicht selten schwarze, stabförmige, der *c*-Axe parallel gelagerte Interpositionen. Als Einschluss in Granat und Quarz, seltener in Hornblende und Zoisit, ist er ausserordentlich reichlich vertreten. Er besitzt dann oft scharfe Säulengestalt mit flacher pyramidaler Endigung. In einem Fall enthielt ein 0·05 Millimeter grosser, in Quarz eingeschlossener Apatitkrystall einen äusserst zierlichen, knieförmigen Rutilzwilling als Einschluss.

Das älteste Gebilde in diesem Gestein ist zweifelsohne der in allen anderen Gemengtheilen, und zwar mit sehr scharfer Krystallform, eingeschlossene Rutil. Als Einschluss in Granat oder Quarz, wo er am liebsten auftritt, ist er wohl immer frisch erhalten, dagegen wo er in Hornblende oder in der Grundmasse vorkommt, zeigt er fast ausnahmslos eine dünne Hülle von stellenweise den ganzen Krystall ersetzendem Titanit. Er ist nicht selten mit einem schwarzen, von Salzsäure schwer angreifbaren Erz umwachsen. Dieses als Ilmenit anzusehende Erz ersetzt zuweilen mehr oder weniger vollständig den Rutil und wird dann ebenfalls von einem Titanitrand umgeben.

Die Untersuchung der Grundmasse dieses Eklogit wurde durch die ungeheuere Feinheit der Verwachsung, sowie durch den Umstand erschwert, dass Dünnschliffe des Gesteins nur mit Schwierigkeit herzustellen sind. Nur an den dünnsten Stellen konnte man mit Sicherheit feststellen, dass diese Grundmasse aus Hornblende und einem hellen Pyroxen oder, wie man ihn bei Eklogiten zu nennen pflegt, Omphacit besteht. Der in dicken Schliffen hell-

gelbgrün, sonst wasserhell durchsichtige Omphacit zeigt keinen Pleochroismus. Er lässt sich von der Hornblende durch seine hellere Farbe, Mangel an Pleochroismus, rauhere Oberfläche, höhere Interferenzfarben und grössere, bis zu 40° gegen die stellenweise deutlich hervortretenden Spaltrisse schiefe Auslöschung unterscheiden. — Die beiden Minerale scheinen so mit einander verwachsen zu sein, dass sie Symmetrieebene und Verticalaxe gemein haben. An einer geeigneten Stelle waren beide so getroffen, dass die prismatischen Spaltrisse der Hornblende einen Winkel von 122° und die des Omphacit einen Winkel von 90° mit einander bildeten. Im convergenten polarisirten Licht trat bei der Hornblende eine positive Bissectrix, bei dem Omphacit eine Axe einseitig schief aus. — Bei den verschiedenen Varietäten dieses Eklogit überwiegt bald die Hornblende, bald der Omphacit, während aber die Hornblende häufig grössere, makroskopisch sichtbare Körner bildet, ist dieses bei dem Omphacit nie der Fall.

Das Gestein vom zweiten Vorkommnis an der Erzgrube enthält in der Grundmasse ausser Hornblende und Omphacit auch viel gestreiften Feldspath, der ebenfalls in feiner, mikropegmatoider Verwachsung mit jenen Gemengtheilen vorkommt. Im Handstück deutet nur die hellere Farbe der Grundmasse auf einen Gehalt an Feldspath. Dieses Gestein wird man, wegen des Gehaltes an Feldspath, zu den eklogitartigen Gesteinen stellen müssen.

Der Eklogit von der dritten Stelle, nämlich vom linken Ufer des Rodabaches, südlich von Grün, zeigt makroskopisch einen ganz anderen Habitus als die eben beschriebenen Gesteine. Der noch reichlicher vertretene Granat besitzt selten Krystallformen und erreicht nicht oft eine über 2 Millimeter hinausgehende Grösse. Durch streifenweise Anhäufung von Granat gewinnt das Gestein eine nicht sehr deutlich gebänderte Structur mit abwechselnd röthlichen und grünen Lagen. Die Grundmasse besitzt eine frische und dunklere Farbe als die oben beschriebenen Eklogite.

Unter dem Mikroskope nimmt man dieselbe innige Durchdringung von Hornblende und Omphacit und in sehr untergeordneter Menge auch von Feldspath wahr. Das Korn derselben ist aber ein viel gröberes und die einzelnen Componenten verhältnismässig leicht

zu bestimmen. Der Omphacit ist tiefer gefärbt und lässt einen sehr schwachen Pleochroismus — a = gelbgrün, c = etwas heller als a — wahrnehmen. Die Granatkörner sind von makroskopisch fast unsichtbaren Mänteln von Hornblende-Individuen, oder von einem grösseren, einheitlichen Hornblendekrystall umwachsen. Die Schalen sind sehr unregelmässig, fehlen aber nur da, wo der Granat in Berührung mit Quarz oder mit anderen Granatkörnern tritt. Neben Hornblende und Plagioklas nehmen an dem Aufbau dieser Schalen stengelige, senkrecht zu der Granatoberfläche gewachsene Magnetitindividuen theil. Sie werden vom Magnetstab angezogen und von Salzsäure aufgelöst.

Die Granaten sind ausserordentlich vollgepfropft von Rutil- und Apatiteinschlüssen. Ein sagenitähnliches Gewebe von theils röthlicher, theils violettlicher Farbe wurde beobachtet. Der Rutil ist ausserdem im ganzen Gestein sehr verbreitet und zeigt nirgends Umwandlung in Titanit. Aus dem Gesteinspulver wurde er leicht von allen anderen schweren Gemengtheilen dadurch getrennt, dass er vom Elektromagneten in keiner Weise angezogen wurde. Das isolirte Pulver gibt in einer Perle von Kalisulfat geschmolzen und mit $H_2 O_2$ befeuchtet, die für Titansäure charakteristische gelbe Färbung. Die Annahme von Apatiteinschlüssen in dem Granat wurde dadurch bestätigt, dass das mit Salzsäure behandelte Granatpulver mit molybdänsaurem Ammoniak eine deutliche Phosphorsäurereaction ergab.

Quarz in Körnerform bildet einen sehr reichlichen, wesentlichen Gemengtheil dieses Eklogit. Er enthält in geringerer Menge dieselben Einschlüsse wie der Granat. Der sehr spärlich vorkommende Plagioklas ist hauptsächlich auf die Granathülle beschränkt. Epidot findet sich in kleinen, nicht zu verkennenden, länglichen Individuen von weissgelblicher Farbe. Zoisit wurde nicht beobachtet.

Wie schon Becke[1]) für den Eklogit von Altenburg betonte, kommt der Omphacit in allen oben beschriebenen Eklogiten fast niemals in directer Berührung mit Granat vor. Die beiden Minerale sind immer durch eine Zone von Hornblende und Feldspath getrennt.

[1]) Diese Mitth. 1882, IV, 319.

2. Disthenführender Kelyphit-Eklogit.

Zwischen der Schöpplmühle und der neuen Schleifmühle bei Einsiedl liegen auf der Wiese mehrere Blöcke eines an Disthen sehr reichen Eklogit. Das unvollkommen schieferige, fast massige Gestein zeigt unter dem Mikroskope genau dieselben Structurverhältnisse, wie die Eklogite bei Grün. Die ungemein scharf ausgebildeten Granaten sind selten grösser als 1—2 Millimeter im Durchmesser. Sie enthalten dieselben Einschlüsse wie dort.

Das neu hinzutretende Mineral, der Disthen, welcher einen grossen Theil der Gesteinsmasse bildet, tritt weder in Krystallgestalt, noch in deutlichen Körnern, sondern immer in innigster Durchdringung mit Plagioklas und Hornblende, nie aber mit Omphacit auf. Einheitlich auslöschende Individuen erreichen in seltenen Fällen eine Länge von 8 Millimetern, fallen dann wegen ihrer ausgezeichneten Spaltbarkeit und ihres Perlmutterglanzes deutlich in's Auge. Gewöhnlich kann man die Anwesenheit des Disthens nur aus der helleren Färbung der mattgrünen Grundmasse vermuthen. Unter dem Mikroskope ist er durch seine wasserhelle Durchsichtigkeit, rauhe Oberfläche, hohe Interferenzfarben und seine scharfen Spaltrisse charakterisirt. Aus dem sehr fein gepulverten Gestein kann man winzige Spaltstückchen heraussuchen, an welchen eine Theilbarkeit nach drei Richtungen zu erkennen ist. Die Spaltstückchen liegen gewöhnlich auf der besten Spaltfläche $M = (100)$, in welchem Falle die durch die zweitbeste Spaltbarkeit $T = (010)$ und die Theilbarkeit nach $P = (001)$ hervorgebrachten Risse fast genau einen rechten Winkel miteinander bilden, als wäre das Mineral rhombisch. Die Auslöschungsschiefe gegen die deutlichsten Spaltrisse $T = (010)$ wurde in einem Fall als 30°, in einem zweiten als 31° bestimmt. Man nimmt den fast senkrechten Austritt der negativen Bissectrix eines ziemlich grossen Axenwinkels wahr. Die Disthenindividuen scheinen dermassen orientirt zu sein, dass M senkrecht zu der Richtung der besten Theilbarkeit des Gesteines liegt. Folge davon ist, dass in einem parallel zu dieser Theilbarkeit getroffenen Schliff fast sämmtliche Disthendurchschnitte scharfe parallel laufende Spaltrisse nach M zeigen, und dass sie parallel diesen Rissen auslöschen, während die Axenebene senkrecht zu denselben steht. Da diese Eigenschaften diejenigen sind, an welchen man den Epidot am leichtesten zu erkennen pflegt, so könnte man, wenn nur parallel

genannter Richtung ausgeführte Schliffe zur Verfügung stünden, den Disthen für Epidot halten. Der Disthen kommt häufig in Berührung mit Granat vor, und unterscheidet sich in dieser Beziehung vom Omphacit, für welchen er sonst theilweise zu vicariiren scheint [1])

Das Auftreten aller oben beschriebenen Eklogite als lose Blöcke gestattete keine genaue Untersuchung ihrer Lagerungsverhältnisse. Das dritte der besprochenen Vorkommnisse, südlich von Grün, wäre vielleicht zu einer solchen Untersuchung geeignet, da die grossen, an der Chaussée liegenden Blöcke unzweifelhaft von hoch oben anstehenden Felsen heruntergestürzt sind. Leider aber lag es bei meiner etwas flüchtigen Besichtigung nicht in meiner Absicht, ein von dem Serpentin so weit entferntes Gestein genauer zu untersuchen. Ich begnügte mich daher mit einem Handstücke, ohne zu dem anstehenden Gestein hinaufzuklettern.

Unter den mitgebrachten, in der unmittelbaren Nähe der Eklogite gefundenen Gesteinsproben fehlt es nicht an Uebergängen zwischen Eklogit und Amphibolit. Mit dem Verschwinden des Omphacit nimmt das Gestein gern eine schön ausgeprägte Schieferstructur an, mit abwechselnden hornblende- und quarzfeldspathreichen Lagen. Zu gleicher Zeit verschwinden die dunklen Granatmäntel und die mikropegmatoiden Verwachsungen. Die Hornblendekörnchen ordnen sich parallel zur Schieferebene, und die allotriomorphen Granate sind reihenförmig nach derselben Richtung eingelagert. Mit der Abnahme des letztgenannten Minerals geht das Gestein endlich in Feldspath-Amphibolit und Hornblendeschiefer über.

i) Hornblende- und Glimmergneiss.

Wie schon in der Einleitung betont wurde, spielt der südlich von Marienbad in grosser Ausdehnung auftretende Gneiss in dem eigentlichen Marienbader Serpentingebiet eine sehr untergeordnete

---

[1]) Auf dem Wege zwischen Stambach und dem Weissenstein im Fichtelgebirge, sowie westlich von diesem Berge wurden Blöcke eines Granatgesteines aufgefunden, welcher zum Theile bis zu wallnussgrosse, zum Theile kleinere, aber äusserst scharf begrenzte, von Hornblendemänteln umgebene Granaten enthält. Eine flüchtige Untersuchung zeigte, dass dieses von Riess bei seiner Beschreibung des Weissenstein-Eklogit nicht erwähnte Gestein in seiner Structur und mineralogischen Zusammensetzung den Kelyphit-Eklogiten von Grün überraschend ähnlich ist.

Rolle. Nur an dem Filzhübel bei Marienbad, und vielleicht auch an der Schöpplmühle bei Einsiedl kommt der Gneiss in unmittelbarer Berührung mit Serpentin vor. Er zeigt in der Zusammensetzung und Structur grosse Mannigfaltigkeit und manchmal raschen Wechsel. Hornblende, die oft den Glimmer fast gänzlich verdrängt, fehlt wohl nie. An accessorischen Gemengtheilen ist der Gneiss überaus reich.

Ein Handstück, welches in einem kleinen, am linken Ufer des Steinhaubaches beim Filzhübel gelegenen Bruch geschlagen wurde, besteht aus makroskopisch erkennbaren, röthlichen, linsenartig hervortretenden Orthoklaskörnern, aus Plagioklas und Quarz, nebst viel Hornblende und Glimmer. Der Orthoklas, welcher dem Gesteine eine flaserige Structur verleiht, löscht auf der besten Spaltfläche gerade gegen die Spaltrisse nach *M* aus, und lässt auf derselben Fläche kein Axenbild wahrnehmen. Der deutlich zwillingsgestreifte Plagioklas ist nicht so reichlich vorhanden, wie der Orthoklas. Quarz, der an Menge bedeutendste Gemengtheil, ist durch Schnüre von Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet. Unter den dunklen Gemengtheilen spielt die schwarzgrüne Hornblende die Hauptrolle. Der Pleochroismus ist sehr deutlich c = dunkelblaugrün, b = dunkelmattgrün, a = hellgelbgrün. Absorption $c > b > a$. Sie zeigt ungewöhnlich grosse Auslöchungsschiefe. Auf ausgewählten Spaltstückchen nach (110) wurde 19°—20° gemessen. Der Glimmer ist durchaus Biotit. Er hat eine theilweise Umwandlung in Chlorit erlitten. Ein ebenfalls nicht seltener Gemengtheil ist der kurzsäulenförmig ausgebildete Epidot. Er ist schwach pleochroitisch, c = grünlich, b = gelbgrün. Unter den accessorischen Gemengtheilen ist keiner so häufig, wie der bis zu 1·3 Millimeter grosse, in Körnerform auftretende Titanit. Es wurde an ihm die charakteristische starke Dispersion $\rho > \upsilon$ beobachtet. Neben Titanit kommen spärliche Säulchen von Apatit, auch vereinzelte Körnchen von Magnetit und Granat vor.

Dieselben Gemengtheile wurden an anderen Gesteinsproben vom Filzhübel in wechselnden Verhältnissen beobachtet. Bei allen ist die zum Theile porphyrisch hervortretende Hornblende unter den farbigen Mineralen das wichtigste.

Von dem rechten Ufer des Schöpplbaches, unweit der Schleifmühle bei Einsiedl, nimmt der Gneiss durch das Zurücktreten der Hornblende und die starke Zunahme des Biotit eine dünnschieferige Structur an. Zu den oben erwähnten Mineralen gesellt

sich noch der Pyrit. Orthoklas tritt vor dem Plagioklas stark zurück. Die Hornblende zeigt ebenfalls grosse Auslöschungsschiefe, so auf Spaltstückchen nach (110) 17° gegen die Spaltrisse.

Am rechten Ufer des Steinhaubaches am Filzhübel tritt ein Gestein zu Tage, welches in seinem reinsten Zustande aus einem körnigen Gemenge von Feldspath und Quarz besteht. Es wird von der unteren Reihe der in der Einleitung erwähnten Probirschächte gut aufgeschlossen. Der meist sehr zersetzte Feldspath ist leicht von dem frischen, wasserhell durchsichtigen Quarz zu unterscheiden. Beide lassen durch ihre undulöse Auslöschung und durch ihre randliche Zertrümmerung und schön ausgeprägte Mörtelstructur auf starke, mechanische Beeinflussung des Gesteins schliessen. Man kann bei frischen Feldspathkörnchen eine äusserst zierliche, nur bei starker Vergrösserung sichtbare Faserung beobachten. Es handelt sich wahrscheinlich um den für manche Granulite so charakteristischen Mikroperthit. Stellenweise treten kleine, dunkle Flecken auf, welche sich unter dem Mikroskop in Quarz, Feldspath und Chloritblättchen von negativem Charakter auflösen. Eingeschlossen im Chlorit sieht man äusserst winzige, gerade auslöschende Nädelchen von hohem n und kräftiger Doppelbrechung. Die Längsrichtung entspricht der Axe kleinster Elasticität. Wegen der geringen Menge blieb der Versuch, sie durch Flusssäure zu isoliren, erfolglos. Die Nadeln gehören wahrscheinlich zum Rutil.

Durch Aufnahme von Glimmer entstehen Uebergänge zwischen diesem Gneissgestein und normalem Gneiss; Granat, Sillimanit und andere in verwandten Felsarten vorkommende Minerale wurden nicht beobachtet. Die Structur nimmt stellenweise einen recht grobkörnigen Charakter an, indem die Feldspath- und Quarzkörner bis zu 8 Millimeter im Durchmesser wachsen. Der Quarz bildet etwa die Hälfte der Masse; er kann aber vom Feldspath fast gänzlich verdrängt werden.

Die Klüfte dieses leptinitähnlichen, etwa einem granatfreien Granulit entsprechenden Gesteins werden von sich fettig anfühlenden, wasserhaltigen Magnesiasilicaten, Zersetzungsproducten des Serpentins, überzogen.

III. Theil. Geologisch-genetische Beziehungen zwischen dem Serpentin und den Nebengesteinen.

Schon bei der Beschreibung der einzelnen Serpentinvorkommnisse wurde wiederholt auf die Evidenz einer, den Serpentinisirungsprocess begleitenden, oder ihm vorausgehenden, dynamometamorphischen Beeinflussung des Muttergesteins aufmerksam gemacht. Die fortschreitende Serpentinisirung der Gemengtheile hat natürlich dazu beigetragen, die etwa dadurch bewirkten, sowie die ursprünglichen Structurverhältnisse zu verwischen. Man muss sich also zum grössten Theil auf den geologischen Verband stützen, um sich über die Entstehung des Serpentins und dessen Muttergesteins klar zu werden.

Reuss[1]) beschreibt diesen Serpentin als ein in dem Hornblendeschiefer regelmässig eingeschaltetes Lager, welches keine Spur von eruptiver Entstehung zeigt. Er hielt denselben für eine „mit dem Nebengestein, das bisweilen die Beschaffenheit eines chloritischen oder talkigen Schiefers annimmt, gleichzeitige Bildung". Noch früher, im Jahre 1843, schrieb Ch. Kapp[2]) über die Gneissformation bei Marienbad: „Während nun aber dieser Gneiss nach der einen Richtung hin Glimmerschiefer wird, geht er nach der anderen erst in Eklogit, dann in Hornblendeschiefer, endlich in Serpentin aus." Einen eigentlichen Uebergang aber zwischen dem Serpentin und den Nebengesteinen hat die mikroskopische Untersuchung nicht bestätigt, denn der in dem Serpentin constant wiederkehrende Olivin, sowie der nicht selten nachgewiesene, rhombische Pyroxen findet sich niemals, auch nicht spurenweise in den benachbarten Schiefergesteinen. Ferner fehlen die für die Hornblendegesteine charakteristischen Minerale Granat[3]), Feldspath, Zoisit, Epidot, Rutil und Titanit durchaus im Serpentin. Selbst der Amphibolgemengtheil ist verschieden in den beiden Gesteinsarten. Während er in den krystallinen Schiefern eine grüne bis schwarze Farbe und einen starken Pleochroismus zeigt, verschwindet Pleochroismus und Färbung fast ausnahmslos mit dem Auftreten dieses Minerals im Serpentin. Dass die Umwandlung einer so grossen Masse in Serpentin einen Einfluss

[1]) Geog. Skizze d. Umgebung von Carlsbad, Marienbad und Franzensbad von Dr. A. E. Reuss. Prag 1863.

[2]) Neues Jahrbuch. 1843, pag. 324.

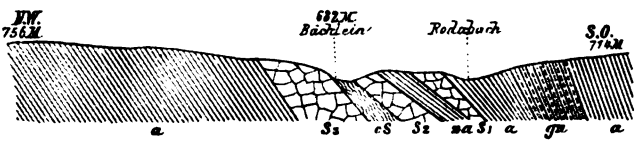
[3]) Siehe pag. 125, Anmerkung.

auf die Nebengesteine ausüben würde, ist leicht verständlich. So mag z. B. der in der Nähe des Serpentins von der Pflughaide so reichlich auftretende Chlorit des Chloritstrahlsteinschiefers auf den Serpentin zurückzuführen sein, ebenso wie der schwarze Opal von dem Filzhübel. Der Chlorit ist ja der einzige Gemengtheil, auf welchen man die Annahme eines Uebergangs zwischen den beiden Gesteinsarten stützen kann.

Der geologische Verband aber scheint entschieden für die Ansicht von Reuss, dass Serpentin und Schiefergesteine gleichzeitiger Entstehung seien, zu sprechen. Das grosse, nach dem Streichen des Nebengesteins gestreckte Serpentinmassiv des Wolfsteins wird unterlagert und überlagert von Schiefergesteinen, welche mit steiler Neigung ziemlich constant nach Südosten einfallen. Nirgends betrachtet man eine gangförmig auftretende Serpentinpartie, auch nicht eine discordante Ueberlagerung der Schiefer durch Serpentin. Allerdings ist auf den letzten Punkt nicht viel Gewicht zu legen, da die Aufschlüsse am Contact mit dem Serpentin überhaupt sehr mangelhaft sind. Ausserdem zeigt der Serpentin an einigen Stellen ebenfalls eine Schieferung mit SO.-Einfallen.

Das beistehende Profil soll einen Ueberblick über den zwischen Einsiedl und Sangerberg auftretenden Serpentin und seine Nebengesteine geben. Dasselbe fängt bei einer Anhöhe etwa 1 Kilometer Nordwest von Einsiedl mit Amphibolit an und durchquert die Gesteinsarten in SO.—NW.-Richtung, also senkrecht zu dem Streichen vom Hangenden zum Liegenden. An der Fritzmühle überschreitet das Profil den Rodabach, durchschneidet parallel der Einsiedl-Sangerberger Strasse den Serpentin und erreicht endlich eine Anhöhe ebenfalls im Amphibolit zwischen Sangerberg und der Pflughaide. Der Massstab ist 1 : 15.000. Die verticalen Unterschiede sind zweimal überhöht.

Fig. 2.



Nach dem Amphibolit *a*, mit welchem das Profil anfängt, kommt eine 2—300 Meter mächtige Einlagerung von Gneiss *gn*, dann folgt ein etwa eben so mächtiges Amphibolitlager, in welches der

Rodabach sein Bett hineingeschnitten hat. Bis zu diesem Punkte kommen die Gesteine nur als Lesestücke auf den Ackerfeldern vor. Von hier an stehen sie längs der Strasse an. . Es folgt eine kaum 100 Meter mächtige Serpentinlage s_1, dann der gut aufgeschlossene (auf pag. 120 beschriebene) Zoisitamphibolit *za*, welcher eine linsenförmige, über 1 Kilometer lange, im Serpentin sich auskeilende Einlagerung bildet. Dieser wird von einem zweiten wenig mächtigen Lager von plattig abgerundeten, meist aber zersetzten nach SO. einfallenden Serpentin s_2 unterlagert. Dieser Serpentin ist an der Profillinie nur an der südöstlichen Ecke der nördlich von der Fahrstrasse gelegenen schmalen Wiese anstehend zu beobachten. An der Nordwestseite der Wiese kommen die durch das, pag. 114, erwähnte Bächlein aufgeschlossenen Chlorit- und Strahlsteinschiefer *cs* vor. Die Grenze zwischen den beiden letztgenannten Gesteinen ist auf der Wiese nicht sichtbar. Am westlichen Steilabhang, im Liegenden der Chlorit- und Strahlsteinschiefer, tritt ein drittes an der Oberfläche zersetztes Serpentinvorkommnis auf. Die Mächtigkeit desselben wurde nicht ermittelt, beträgt jedoch, nach der Karte zu urtheilen, etwa 400 Meter. Von dem Bächlein aus steigt der Boden zuerst rasch, dann langsam an, bis er die Höhe der Pflughaider Hochebene erreicht hat. Der dem Serpentin s_3 unterliegende Amphibolit steht längs des Profils nicht an.

Was das Einfallen der in diesem Profil eingezeichneten Schiefer betrifft, so konnte dasselbe direct an der Profillinie nur für den Zoisitamphibolit gemessen werden. Bei den südöstlich vom Rodabach vorkommenden Amphiboliten und dem Gneiss wurde das beobachtete Einfallen der im Streichen desselben an dem Steilabsturz des Schöpplbaches auftauchenden Gesteine angenommen. In ähnlicher Weise wurde ich gezwungen, für den am Nordwestende des Profils vorkommenden Amphibolit das gemessene Einfallen der südlich des Rodabaches anstehenden Amphibolite zu benutzen.

Im Steinhaubachthale am Filzhübel bei Marienbad kann man ein deutliches Ineinandergreifen von sich auskeilendem Serpentin und Gneiss wahrnehmen. Das Verhältnis wird durch die untere Reihe der Probirschächte blossgelegt. Diese von SO. nach NW., also senkrecht zu der Streichrichtung sich hinziehende Schächtereihe ist höchstens 200 Meter lang. Drei Schächte sind auf der linken, südöstlichen, und 5 auf der rechten Seite des Baches gelegen. Fängt man

mit dem südöstlichen Schacht an, so findet man Gneiss anstehend, in dem zweiten Schacht kommt eine wenige Meter mächtige Serpentinschicht vor, in dem dritten, am Bache gelegenen tritt wieder Gneiss zu Tage. Nachdem man den Bach überschritten hat, kommt man auf 2 nur Serpentin liefernde Schächte. Weiter das Gehänge hinauf zeigt sich in dem nächsten Schacht ein Lager von granulitähnlichem Gneiss, welches höchstens eine Mächtigkeit von 25 Meter erreicht. Dann folgt eine dünne Einlagerung von schwarzem Opal, und darunter im letzten Schacht Serpentin. Ein paar Schritte hinter diesem Schacht wird an einem von der Sägemühle herkommenden Waldweg zuerst Gneiss und dann wiederum Serpentin aufgeschlossen. Man hat also binnen einer kurzen Strecke von 200 Meter drei Lager von Gneiss und drei von Serpentin überschritten. Bei der oberen, etwa 100 Meter entfernten, parallel laufenden Schachtreihe findet sich auf der linken Bachseite nur Gneiss, auf der rechten Serpentin allein anstehend. Daraus folgt, dass die alternirenden Serpentin- und Gneisslager an dieser Stelle ineinander auskeilen. Am eben erwähnten steilen Waldweg kann man einen Theil dieses Profils leicht beobachten. Von der Sägemühle hinansteigend kommt man zuerst auf Gneiss, dann schreitet man successive über Opal, Serpentin, Gneiss und wieder Serpentin. Kann man dieses gegenseitige Auskeilen des Gneisses und des Serpentins auch nicht als strengen Beweis für ihre gleichzeitige Entstehung aufführen, so lässt sich doch die Erscheinung auf diesem Wege erklären.

Bei der Behandlung der so vielfach discutirten Frage über die Entstehung der krystallinen Schiefergesteine stellt es sich immer deutlicher heraus, dass dieselben durch dynamometamorphische Vorgänge aus sehr verschiedenartigen Muttergesteinen, aus sedimentären, sowohl wie aus eruptivem Material haben hervorgehen können. Mit der Annahme also, dass der Serpentin und dessen Nebengesteine, d. h. dass die jetzigen Lagerungsverhältnisse gleichzeitiger Entstehung seien, ist die Frage über die Natur der ursprünglichen, unveränderten Materialien keineswegs erledigt. Für diese Frage ist die petrographische Structur und die mineralogische Zusammensetzung von entscheidender Bedeutung.

Es wurde bei der Beschreibung der Serpentine auf einige Momente aufmerksam gemacht, welche auf ein Glied der Peridotitreihe als das Muttergestein dieser Serpentine deuteten. Ich betone dieselben kurz wieder.

1. Die mineralogische Zusammensetzung ist genau die eines Peridotitgesteins, nämlich, Olivin wird begleitet von einem rhombischen Pyroxen oder Amphibol, oder von beiden und Spinell. Eine so hellgefärbte Hornblende, wie diejenige, die ich für einen ursprünglichen Gemengtheil halte, hat man allerdings nur selten in einem Peridotit beobachtet; immerhin aber ist es nicht von vorneherein zu bestreiten, dass der eisenarme Tremolit ebensowohl in einem Peridotit vorkommen könne wie der eisenarme Enstatit.

2. Die zuweilen erhaltene Form der ursprünglichen Gemengtheile, nämlich die scharfe krystallographische Begrenzung von Olivin, und die an Enstatit erinnernden Durchschnitte von Bastitindividuen deuten ebenfalls auf dasselbe Gestein.

3. Schliesslich spricht das porphyrähnliche Hervortreten einzelner Pseudomorphosen von Talk und Bastit für ein ähnliches Muttergestein.

Auch bei den hornblendeführenden Gesteinen fehlt es nicht an Hinweisen auf ein ursprünglich massiges Gesteinsmaterial. Massig aussehende Gesteine ohne Spur von schieferigem Habitus sind in unserem Gebiete eine häufige Erscheinung. Ich erinnere unter anderem an den Epidotamphibolit westlich vom Calvarienberg bei Sangerberg, welcher nicht nur makroskopisch, sondern auch mikroskopisch eine gabbroähnliche Structur zeigt. Dass Amphibolite manchmal aus Gabbros und verwandten Gesteinen hervorgegangen seien, haben in der letzten Zeit die Forschungen von Lehmann, Becke, Williams u. A. sehr wahrscheinlich gemacht. Doch sind in dem hier vorliegenden Falle die Anhaltspunkte zu gering, als dass man berechtigt wäre, in eine Erörterung dieser Frage einzutreten.

Es wäre sonst wohl auf die besonders von Bonney mehrfach betonte, häufige Association von Peridotitserpentin mit Gabbromassen in Ligurien, Toscana [1]), Cornwall [2]), Anglesey [3]), Ayrshire [4]) u. a. O. Gewicht zu legen.

---

[1]) Notes on some Ligurian and Toscan serpentines. Geolog. Magazine. 1879 (2), VI, Nr. 182, 362—370.

[2]) The serpentine and associated rocks of the Lizard district. Ibidem. Juli 1877, IV, Nr. 157.

[3]) On the serpentin and associated rocks of Anglesey with a note on the socalled serpentine of Porthdinlleyn (Caernarvonshire). Quart. Journal. geolog. Society. 1881, XXXVII, Nr 145, 40.

[4]) On the serpentin and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Ibidem. 1878, XXXIV, Nr. 136, 769—785.

In einer kleinen Notiz bespricht Hochstetter[1]) im Jahre 1856 die geologischen Verhältnisse von Marienbad. Er war der Ueberzeugung, dass der eruptive Granit des Kaiserwaldes dermassen störend auf die Lagerungsverhältnisse der krystallinen Schiefer eingewirkt habe, dass er sie „theils in Bruchstücken eingeschlossen enthält, theils in grosse, lose Schollen zertrümmert an seiner Oberfläche trägt". „So ist die Serpentinmasse des Filzhübels", sagte er, „nichts anderes als ein durch die Graniteruption von dem mächtigen Serpentingebirge zwischen Einsiedl und Sangerberg losgerissenes Stück, ganz ebenso wie die einzelnen Serpentinkuppen auf dem Plateau des Gebirges zwischen Sangerberg, Neudorf und Lauterbach." Ich kann mir aber diese Vorstellung nicht aneignen. Denn, wenn wir die inselartig auf dem Granit stehenden Serpentinkuppen in Betracht nehmen, so sind sie fast immer von Amphibolit begleitet, was nicht der Fall sein könnte, wenn sie durch die Eruption des Granits von dem grossen Wolfsteinmassiv losgerissen wären. Ganz besonders ist dieses wahr für den, nicht von Granit, sondern von Hornblendegneiss fast umgebenen Filzhübelserpentin bei Marienbad. Es kommt übrigens wenigstens eine alleinstehende, von Amphibolit umgebene Serpentinkuppe, die des Calvarienberges bei Sangerberg, vor, welche weit entfernt vom Granit liegt. Da die auf dem Granit liegenden Amphibolit- und Serpentinpartien fast sämmtlich auf die Höhen beschränkt sind, während in den Thälern nur Granit ansteht, so scheint die Annahme viel natürlicher, dass der Granit früher von einer allgemeinen, durch Erosion meist entfernten Decke von krystallinen Schiefern überlagert war.

Mineralogisches Institut der Universität Heidelberg, Mai 1887.

[1]) Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1856, Bd. 6, 382.

Inhalt.

Seite

Einleitung 89

I. Theil. Die Serpentine und ihre Muttergesteine 92

a) vom Filzhübel bei Marienbad 92

1. Serpentin 92

2. Bronzit-Hornblende-Olivin-Gestein 98

b) vom Wolfstein-Pflughaide-Massiv 102

1. Serpentin 102

2. Tremolit-Olivin-Gestein von der Pflughaide 106

c) von den zwischen Sangerberg, Neudorf und Lauterbach gelegenen Kuppen 108

1. Serpentin „bei den drei Kreuzen“ 108

2. Serpentin westlich von „den drei Kreuzen“ 109

3. Tremolit-Olivin-Gestein bei Neu-Sangerberg 109

4. Enstatit-Tremolit-Olivin-Gestein bei Lauterbach 110

5. Bronzit-Tremolit-Chlorit-Gestein bei der „grossen Ruhestätte“ . . 110

d) Kluftausscheidungen im Serpentin 112

II. Theil. Schiefergesteine 114

a) Chlorit- und Strahlsteinschiefer 114

b) Talk-Feldspath-Amphibolit 115

c) Hornblendeschiefer und Feldspath-Amphibolit 116

d) Epidot-Amphibolit 118

e) Zoisit-Amphibolit 119

f) Porphyrischer glimmerreicher Amphibolit 121

g) Gebänderter Pyroxen-Amphibol-Schiefer 122

h) Eklogite und eklogitartige Gesteine 123

1. Kelyphit-Eklogit 124

2. Disthenführender Kelyphit-Eklogit 134

i) Hornblende- und Glimmer-Gneiss 135

III. Theil. Geologisch-genetische Beziehungen zwischen dem Serpentin und den Nebengesteinen 138

IX. Contacterscheinungen an schottischen Olivindiabasen.

Von **Ernst Stecher.**

(Mit Tafel IV.)

Wie es das Ziel einer jeden Systematik erheischt, so hat sich auch die Petrographie von jeher bestrebt, die einzelnen Glieder ihres systematischen Schemas so scharf wie möglich von einander zu trennen. Diesem idealen Streben nach Klarheit setzt indessen die Natur oft einen nicht zu unterschätzenden Widerstand entgegen, indem sie Gesteine aufweist, welche als Zwischenglieder, oft überdies in einander stetig übergehend, zwischen jenen festgestellten Typen gelten müssen. Ganz abgesehen von den Fällen, in denen derartige Gesteinsmodificationen nachweisbar als die Folge einer local verschiedenen Abkühlung bei der Festwerdung eines Eruptivgesteines aufzufassen sind, ist eine Anzahl trefflicher Beispiele hierfür bekannt. Von diesen seien einige herausgegriffen. Der Pyroxenquarzporphyr des nordöstlichen Sachsen [1]) geht ganz allmählig in eine vollkommen pyroxenfreie Modification über; in der Umgegend von Klausen in Südtirol [2]) werden Quarzglimmerdiorite unter ganz bedeutender Abnahme ihres Kieselsäuregehaltes zu typischen „Noriten"; die Diabasporphyre des Tannebergthales [3]) werden durch Aufnahme von Glimmer und Hornblende zu kersantitischen, resp. dioritischen Gesteinen; und — last not least — ein ähnlicher inniger Zusammenhang besteht zwischen dem typischen Brockengranit und dem Harzburger Gabbro einerseits und sehr basischem Diorit andererseits. [4])

---

[1]) Erläuterungen zur geolog. Spec.-Karte von Sachsen. Section Beucha, Grimma und Naunhof.

[2]) Teller und John, Geologische Beitr. z. Kenntnis der dioritischen Gest. von Klausen in Tirol. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1882, XXXII, pag. 589 u. f.

[3]) Schröder, Erläuterungen zur geolog. Spec.-Karte von Sachsen. Section Falkenstein.

[4]) Lossen, Ueber augitführende Gesteine aus dem Brockenmassiv im Harze. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1880, XXXII, pag. 206—215.

Alle diese zu beobachtenden Uebergänge gewähren uns einen Einblick in die Zusammengehörigkeit, die natürliche Verwandtschaft einiger Gesteine. Wunder muss es uns da nehmen, wenn als so eng verwandt documentirte Gesteine, wie Kersantit und Diabasporphyr, in dem von Rosenbusch [1]) neu aufgestellten systematischen Gebäude auseinandergerissen und zwei verschiedenen Classen zugetheilt werden. Es ergibt sich ihm dies aber nur dadurch als Nothwendigkeit, dass er die Ganggesteine von den Tiefen- und Ergussgesteinen abspaltet — ein Vorgehen, welches vom geologischen Standpunkte aus, der das Grundprincip bilden soll, wohl nicht zu billigen ist, da doch geologisch ein intrusives Lager oder eine oberflächlich ausgebreitete Decke niemals ohne Gang denkbar sein kann. Dass er nach der „geologischen Erscheinungsform" jene drei Hauptabtheilungen der Eruptivgesteine aufrichtet, zeigt offenbar das Streben, ein natürliches System zu gewinnen. Ich glaube indessen, dass die Zeit noch nicht gekommen ist, wo die petrographische Systematik eine „Charakteristik der Massen" [2]) darstellen, wo selbige, um mit Lossen [3]) jenes Schlagwort Vogelsang's zu interpretiren, die Aufgabe erfüllen kann, „die Gesteine uns als die Verkörperungen geologischer Bildungsgesetze nach allen ihren wesentlichen Eigenschaften dergestalt zu schildern, dass wir aus dem Zusammenhang dieser Eigenschaften einen möglichst tiefen Einblick in die Entstehungsgeschichte des beschriebenen Naturkörpers gewinnen". Es mangelt hierzu noch an grundlegenden Einzeluntersuchungen und diesen, wenn vorhanden, an der Nutzanwendung des genetischen Principes, welches vor nicht zu langer Zeit in den biologischen Wissenschaften zu so grossen Erfolgen führte, in der Petrographie indessen sich jetzt erst Eingang zu verschaffen sucht. Um ein Beispiel aus der neueren Literatur zu erwähnen, sei auf Judd's zusammenfassende Abhandlung [4]): „On the Gabbros, Dolerites and Basalts of tertiary age in Scotland and Ireland" hingewiesen, welche die angedeutete Richtung anstrebt und anempfiehlt. Als hauptsächlichstes Mittel zum

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 2. Aufl., Bd. II, pag. 7.

[2]) Vogelsang, Ueber die Systematik der Gesteinslehre und die Eintheilung der gemengten Silicatgest. Zeitschr. d. d. geol Ges. 1872, XXIV, pag. 508.

[3]) Lossen, Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrogr. Systematik. Jahrb. d. preuss. Landesanstalt. 1883.

[4]) Quart. journ. of the geol. soc. 1886, XLII, pag. 49. Ref. im N. Jahrb. f. Mineral. 1887, I, pag. 283.

Zweck ist hierbei das Studium der Modificationen, welche ein magmatisches Ganzes bis zu seiner Festwerdung substantiell und structurell entweder an gewissen seiner Punkte oder durch und durch im Vergleich mit anfänglich übereinstimmenden, aber unmodificirt gebliebenen, d. h. von fremden Einflüssen gar nicht betroffenen Magmen erleiden kann, und die Ergründung ihrer Ursachen zu betrachten. Gute Aufschlüsse und rationelle Auslese der Materials in loco werden zur Grundbedingung derartiger Untersuchungen.

Vortrefflich fanden sich diese beiden Voraussetzungen bei einer Collection von Gesteinen aus der Umgebung des Firth of Forth bei Edinburgh erfüllt, die in liebenswürdigster Weise vom Generaldirector der geologischen Landesanstalt der britischen Inseln, Herrn Professor Archibald Geikie, dem Leipziger mineralogischen Institut zur Bearbeitung übergeben worden war. Genaue auf den Etiquetten der einzelnen Gesteinsstücke befindliche Angaben der geologischen Details, sowie zahlreiche Profile und weitere Angaben in den noch zu erwähnenden bereits erschienenen Veröffentlichungen gestatteten mir hierbei nähere Einsicht in die Architektonik der Heimat des mir vorliegenden Materials und auch ohne persönlichen Besuch der Fundstätten diese Arbeit in Angriff zu nehmen. Das mich leitende Ziel ist, wie erwähnt, die endogenen Veränderungen einiger Gesteinsmagmen auf ihren ursächlichen Zusammenhang zu untersuchen, und dieser Hinweis wird es entschuldigen, wenn ich neben einer Anzahl noch nicht eingehender beschriebener Gesteine auch jenen wohlbekannten Vorkommnissen von den Salisbury Crags und von Hound Point eine erneute Behandlung zu Theil werden lasse.

Unbedingt nöthig erscheint es, zunächst die Frage zu beantworten, ob das Material denn überhaupt geeignet war, Contacterscheinungen — unter diesen allgemeineren Begriff fallen die specieller in's Auge gefassten — zu studiren. Werfen wir zu diesem Zweck einen Blick vergleichsweise auf die Diabase des Harzes, die so ausgezeichnete und augenfällige Contacterscheinungen aufweisen. Dieselben haben hier als erste, einstmals feurig-flüssige Eruptionsmassen die nachbarlichen Sedimentgesteine kaustisch bearbeitet und sich von diesen — sei es structurell, sei es substantiell — sicherlich beeinflussen lassen. Diese Contacterscheinungen, die ich mit Kalkowsky [1])

[1]) Kalkowsky, Elemente der Lithologie. 1886, pag. 33.

dem eigentlichen Contactmetamorphismus zurechne, sind im Harz indessen durch eine andere Verwandlung verdeckt und fast unkenntlich geworden: durch die Dislocationsmetamorphose, welche sowohl die Sedimente als die Diabasgesteine weit kräftiger veränderte, als die zarter wirkende Contactmetamorphose. Um daher diese letztere in ihrer Reinheit zu studiren, muss die erstere soweit als möglich eliminirt sein. Dies ist der Fall bei den mir vorliegenden Diabasen, die nach den Untersuchungen Arch. Geikie's [1]) bezüglich der Art ihres Vorkommens als intrusiv, bezüglich ihres Alters als carbonisch zu betrachten sind, die also zu einer Zeit eruptiv wurden, wo jene gewaltige Kraft, welche die Faltung der Erdschichte und mit ihr die Dislocationsmetamorphose verursachte, in Grossbritannien ihre Wirksamkeit bereits ausgelöst hatte.

I. Allgemeines.

Die in der Umgebung des Firth of Forth, einer der in Grossbritannien so zahlreichen Carbonmulden, auftretenden Diabase erfreuen sich zum grössten Theil bereits einer classischen Bekanntheit. Als „carbonische Dolerite" das Thema einer Abhandlung Allport's [2]) bildend, mussten sie durch diese Bezeichnungsweise in Deutschland gewaltigen Anstoss erregen, als ja in unserer petrographischen Systematik der Name Dolerite stets nur für Gesteine vortertiären Alters reservirt ist. Wenn trotzdem die Mehrzahl der englischen Petrographen die Nomenclatur Allport's anerkannte, deutsche Autoritäten [3]) hingegen wohl die mikroskopische Aehnlichkeit mit Doleriten nicht leugneten, aber auf ihrer bisherigen Bezeichnungsweise beharrten, so ist eben nur der verschiedene Standpunkt dafür verantwortlich, den man bei der Legislatur des petrographischen systematischen Schemas einnimmt.

Eine Mittelstellung in dieser Streitfrage nahm Arch. Geikie ein. Er folgte Allport's Beispiele nur insofern, als er unzweifelhaft carbonische Plagioklas-Augit-Gesteine als Dolerite betrachtete, wollte

[1]) Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the Basin of the Firth of Forth 1879.

[2]) S. Allport, On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Quart. journ. of the geol. soc. 1874, XXX, pag. 529—567.

[3]) Zirkel, Die mikr. Beschaffenheit der Mineralien u. Gest. 1873, pag. 291.

aber von diesen noch Diabase unterschieden wissen. Es ist hier der Ort, auf die Merkmale, die ihm für jeden der beiden Gesteinstypen als wesentlich gelten, etwas näher einzugehen.

Charakteristisch für seine Diabase ist das Vorwalten des Orthoklases [1]), das ihm indessen mit der Beschaffenheit typischer Diabase auch nicht recht vereinbar erscheint, und neben diesem das Auftreten des freien Quarzes. Der Plagioklas sei ferner in den Diabasen nie Labrador, da er für diesen zu wenig fein gestreift und zu sehr zur Zersetzung geneigt sei. Olivin konnte er mit Sicherheit nicht nachweisen. Als Beispiel für einen so gekennzeichneten Diabas führt er das Gestein von Auchensterry an, von dem mir ein Handstück aus der Sammlung des Leipziger mineralogischen Museums zugänglich war.

Ein Dünnschliff dieses Gesteines zeigt in der That, dass der feldspathige Gemengtheil meist nur einfache Zwillinge bildet, die man vielleicht für orthoklastische Karlsbader Zwillinge halten könnte. Eine Verschiedenheit der einfach verzwillingten Feldspäthe und der auffallend selteneren polysynthetisch gestreiften ist unter dem Mikroskope nicht zu entdecken. Ist es nun auch nicht unbedingt nöthig, dass sich ein Orthoklas — sei es durch den Habitus seiner Krystalle, sei es durch Farbe, Erhaltungszustand etc. — von Plagioklas verschieden erweist, so ist es zunächst das plötzliche Auftreten einiger weniger polysynthetischer Zwillingsstreifen (Periklingesetz) am Ende eines solchen grossen einfachen Feldspathzwillings, was die Zugehörigkeit auch dieses letzteren zum Plagioklas andeutet. Auch die leisesten Zweifel betreffs der Abwesenheit des Orthoklases in dem mir zur Untersuchung zugänglichen Diabas von Auchensterry mussten aber schwinden, als die vollkommen unverzwillingten Individuen jene isomorphe Schichtung, die uns Törnebohm [2]) und Höpfner [3]) kennen und erkennen lehrten, zur Beobachtung gelangen liessen. Es sei gleich hier erwähnt, dass ausser dem genannten Beispiele die Plagioklase der Diabase von Hillwood Bath, Avonbridge bei Linlithgow, St. Margarets Hope in Fifeshire und Hound Point bei Dalmeny

[1]) l. c. pag. 488—492.

[2]) Törnebohm, On Sveriges wichtigare diabas och gabbro arter. Ref. s. Neues Jahrb. f. Mineral. 1877, pag. 258—274 u. pag. 379—393.

[3]) Höpfner, Ueber das Gestein vom Monte Tajumbina in Peru. Neues Jahrb. f. Min. 1831, II, pag. 164.

eine allmählige Zunahme der Basicität nach ihrem Centrum zu in derselben Schönheit erkennen lassen, wie jene des Gesteins vom Monte Tajumbina. Ueberall liessen sich auch hier an einem Krystall Differenzen in der Auslöschungsschiefe bis zu circa 40° beobachten, und zeigte sich die Kernsubstanz von Salzsäure leichter angreifbar als die Randpartien; häufig auch nahm die natürliche Zersetzung von aussen nach innen zu und waren viele Krystalle aussen frisch, innen dagegen vollständig kaolinisirt.

Andererseits gibt Geikie [1]) als charakteristisches Merkmal des in den „Diabasen" auftretenden Orthoklases eine „divergent herring-bone lineation from the plane of twinning" an, eine mir anfangs undeutbare und unauffindbare Erscheinungsweise. Auf eine Anfrage hin hatte er die Liebenswürdigkeit, mir brieflich eine kleine Skizze von dem, was er darunter meinte, zugehen zu lassen und es gelang mir infolge dessen, eine solche häringsgrätenartige Zeichnung am Feldspathe in dem Gestein von Hillwood Bath bei Edinburgh aufzufinden. Bei Anwendung des Hartnack'schen Objectivs Nr. 7 entpuppte sich dieselbe als eine gesetzmässige Verwachsung von Quarz mit Feldspath, als typischer [2]) Mikropegmatit, der in Diabasen zum erstenmale von Svedmark [3]), und zwar in schwedischen Trappen beobachtet wurde. Bisweilen — jedenfalls nur in manchen Schnitten — zeigt die Quarzsubstanz lamellenartige Formen, der Feldspath erscheint dann, ähnlich wie dies bei der mikroskopischen Verwachsung von Orthoklas und Albit der Fall ist, feinfaserig. Dadurch nun, dass diese feine Faserung in Feldspäthen, die nach dem Karlsbader Gesetz einfach verzwillingt sind, die Zwillingsgrenze beiderseits unter schiefem Winkel trifft, entsteht eine Zeichnung, die mit der Form einer Fischgräte vergleichbar ist. Ob aber der Wirth des Quarzes hier Orthoklas oder Plagioklas ist, war nicht zu entscheiden, und wäre es eben so gut denkbar, dass auch hier ein trikliner Feldspath vorliegt. Sei dem, wie ihm wolle: „dass der erstere" — der Diabas — „nach Geikie's Annahme reichlich Orthoklas, der letztere" — der Dolerit — „nur wenig oder keinen besitzt (dass der Dolerit gelegentlich eine Mandelsteinstructur annimmt),

[1]) l. c. pag. 438.

[2]) E. Cohen, Sammlung von Mikrophotographien. Taf. XL.

[3]) Neues Jahrb. f. Min. 1879, pag. 917.

das sind begleitende, aber nicht für die Unterscheidung bestimmende Momente.“ [1])

Was das Auftreten des Quarzes anbetrifft, so kann dieser ebenfalls nicht ausschlaggebend sein, um so mehr, als viele „Dolerite“ (z. B. Hound Point) sehr reich an Quarz werden können, und dieser Quarz vermuthlich in all diesen Gesteinen, wie sich später erweisen wird, nicht dem ursprünglichen Magma eigenthümlich ist. Bezüglich der Olivinführung muss ich ebenfalls auf die Resultate vorliegender Arbeit hinweisen.

Es blieben sonach als letztes Kriterium für die Aufrechterhaltung von Diabasen neben Doleriten noch structurelle Differenzen. Aber gerade das Gestein von Auchensterry ist in Bezug auf die Structur vollkommen identisch mit dem „Dolerit“ der Salisbury Crags und auch der von Rosenbusch angeführte Unterschied, dass nämlich Geikie's „Diabas“ normal „hypidiomorph-körnig“, sein Dolerit dagegen „typisch-diabasisch-körnig, ophitisch“ struirt sei, konnte an den erwähnten Beispielen nicht aufgefunden werden.

Das Studium aller der mir vorliegenden Gesteine ergab sonach, dass eine Trennung in Diabase und Dolerite nicht durchführbar ist, dass ich vielmehr alle die hier zu behandelnden Gesteine unserer althergebrachten Systematik gemäss als Diabase ansprechen muss.

II.

Salisbury Crags bei Edinburgh.

Nach Arch. Geikie's ausführlicher, durch zahlreiche Profile erläuterter Schilderung [2]) der architektonischen Verhältnisse tritt hier zwischen carbonischem Sandstein und Thonschiefern ein intrusives Diabasmassiv auf, das bei einer Längenausdehnung von circa $1^1/_2$ Kilometer eine Mächtigkeit bis zu circa 25 Meter erreicht. Auch mit der mikroskopischen Beschaffenheit sind wir bereits genügend bekannt gemacht worden [3]), so dass ich die normale Zusammensetzung hier nur insofern zu schildern brauche, als es für meine Zwecke nöthig wird.

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 2. Aufl., II, pag. 193.

[2]) Arch. Geikie, On the carb. volc. rocks etc., pag. 475 und Text-Book of Geology. 1885, pag. 535.

[3]) S. Allport, On the microsc. structure and composition of British Carb. Dolerites, pag. 554.

Das Gestein aus dem Centrum des Diabaskörpers ist von deutlich körnigem Gefüge; dem unbewaffneten Auge leuchten aus ihm bis $^1/_2$ Centimeter lange Apatitkryställchen hellglänzend entgegen. Der Plagioklas, in dicktafelförmigen Krystallen auftretend, zeigt sich unter dem Mikroskope nur selten polysynthetisch verzwillingt, er bildet vielmehr meist blos einfache Zwillinge, sehr häufig auch nur einfache Krystalle und kennzeichnet sich dann lediglich durch einen bedeutenden Unterschied in der Auslöschungsschiefe einzelner Zonen als solcher. Viele seiner Individuen sind fast vollständig kaolinisirt, und nur ein schmaler Aussenrand unzersetzter Substanz lässt die mineralogische Natur noch erkennen. Eine halbstündige Behandlung eines Schliffes mit concentrirter Salzsäure zeigte, dass der noch unzersetzte Plagioklas grosse Resistenzfähigkeit, folglich geringe Basicität in seiner chemischen Zusammensetzung besitzt.

Der Augit bildet meist Krystalle oder grössere Körner, nie aber (6 Schliffe wurden hieraufhin genau durchgesehen) ist er verzwillingt. Eine theilweise Chloritisirung ist vorhanden und tritt in der Weise auf, dass die meisten Augite nur in ganz geringem Masse, wenige nur vollständig ihr anheim gefallen sind.

Accessorisch erscheinen Biotit, Titaneisen und Apatit, von denen die beiden ersteren sich gern zu vergesellschaften scheinen. Durch die Anwesenheit gebogener Lamellen und eine allseitig scharfe krystallographische Umgrenzung documentirt sich der Biotit als primär. Der Apatit erscheint durch die Einlagerung zahlreicher körnchen- und stäbchenartiger Gebilde parallel der Hauptaxe oft fein gestreift; auf Querschnitten findet sich häufig eine „Seele“ von Magma, in welchem Biotit und Augitkörnchen zur Ausscheidung gelangt und erkennbar sind. Ob Olivin vorhanden gewesen ist, muss unentschieden gelassen werden, da durch ihre Contouren unzweifelhafte Individuen nicht nachzuweisen sind. Glasbasis ist, wenigstens in unverändertem Zustande, nicht zu erkennen.

Unter den secundären Mineralen ist neben jenem chloritischen Mineral und Calcit Analcim hervorzuheben, der, wohl charakterisirt durch seine krystallographische Umgrenzung, seine Spaltbarkeit parallel $\infty O \infty$ und seine anomale Doppelbrechung bis zu einer Grösse von 1 Millimeter Durchmesser vorkommt. Er findet sich aufgewachsen, zeigt in seinem Innersten eine starke Trübung und ist nach aussen hin in der Regel von Eisenglanz umgeben, während

ein chloritisches Mineral den ganzen Hohlraum vollends ausfüllt. Da dieser Analcim die anomale Doppelbrechung in prächtiger Weise zeigt, so lag es nahe, das Experiment, das Rohrbach[1]) anstellte, zu wiederholen. Indessen konnte ich das sich ihm ergebende Resultat, dass nämlich die anomale optische Beschaffenheit des Analcims erst eine Folge der bei der gewöhnlichen Herstellung der Dünnschliffe vorgenommenen Erhitzung sei, nicht bestätigen, wie aus folgendem Versuch hervorgehen dürfte. Ohne jegliche Erwärmung wurden zwei Dünnschliffe hergestellt — der eine wurde mittelst in Aether gelösten Canadabalsamharzes, der andere mittelst Wasserglases aufgekittet und letzterer in Oel geschliffen — doch auch in diesen Präparaten zeigt der Analcim bei gekreuzten Nicols jene Feldertheilung in derselben schönen Weise, wenn nicht noch besser. In einem dritten so behandelten Dünnschliff, der etwas grössere Dicke besitzt, verhält sich der Zeolith so anomal, dass er überhaupt nicht dunkel wird.

Nach den Contactflächen, sowohl dem Hangenden als dem Liegenden zu, wird das Gestein feinkörniger. Zum Beweis für diese bereits allgemein beobachtete und bekannte Thatsache stand mir ein Handstück zur Verfügung, das aus einer Entfernung von circa 2 Meter v. C.[2]) mit dem liegenden Thonschiefer stammte. Die Grössenabnahme aller primären Gemengtheile bezeugt, dass der Krystallisationsact schneller beendet worden ist. Müssen doch auch diese Thatsache jene eigenthümlichen Apatitquerschnitte (Taf. IV, Fig. 1) illustriren, die auf einen nur schalenförmig beendeten Bau der Krystalle hindeuten.

Das Gestein ist sehr zersetzt, so dass der Augit unter Beibehaltung der Form nur noch durch sein chloritisches Zersetzungsproduct, das von kleinen bräunlichen Körnchen (siehe pag. 179) erfüllt ist, vertreten wird. Das Titaneisen ist oft mit recht typischer Leukoxenrinde ausgestattet, oft auch vollständig in pelluciden Titanit umgewandelt. Secundäre Calcitkörnchen sind durch das ganze Gestein vertheilt. Auch hier ist der Nachweis von Olivinpseudomorphosen mit Sicherheit nicht zu führen; auf ihre Existenz (in der Form

[1]) Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideform. Diese Mittheilungen. 1885, VII, pag. 32.

[2]) v. C. = vom Contact. Diese Abkürzung sei künftighin immer für den sich häufig wiederholenden Ausdruck gebraucht.

runder Körner) scheinen mir indessen manche Beobachtungen hinzudeuten. Sehen wir von diesem letzten, noch zweifelhaften Punkte ab, so ergibt sich, dass dieser Diabas nur bezüglich seiner Korngrösse, nicht aber in der Structur sich von dem vorstehend geschilderten unterscheidet.

Structurell verschieden von jenem Hauptgestein und dieser Abänderung erscheint der Diabas nun aber am Contact mit dem liegenden thonigen Sandstein. Leider ist die Verwitterung hier so bedeutend vorgeschritten, dass Eruptiv- und Sedimentgestein intensiv rothbraun erscheinen und ein Studium der einzelnen Minerale unmöglich ist. Bereits 8—10 Centimeter v. C. offenbart sich eine Neigung zu mikroporphyrischer Ausbildung. Von den kleinen, jetzt leistenförmigen Feldspäthen der Grundmasse heben sich breit tafelförmig ausgebildete, bis 1·5 Millimeter grosse Plagioklase und scharf begrenzte Pseudomorphosen eines Zeoliths nach Olivin ab. In ihrem Innern zeigen die letzteren häufig einen Kranz von Eisenhydroxyd, der bisweilen in seiner Form die äusseren Contouren wiedergibt. Endlich finden sich hier grössere Blasenräume, die theils mit Calcit, theils mit zeolithischer Substanz ausgefüllt sind. Diese Ausbildungsweise bleibt unter stetiger Grössenabnahme der Componenten der Grundmasse bis zum Contact hin erhalten; das Gestein wird in gleichem Schritt mit der feineren Vertheilung des Eisenhydroxyds immer opaker. Hellt man durch Kochen mit Salzsäure die Schliffe auf, so ergibt sich noch, dass das Eisenerz, bevor es am Contact zu der Form kleinster Körnchen herabsinkt, in fein gestrickten Gebilden auftritt (circa 5 Centimeter v. C.). Ferner scheint am directen Contact ein fein globulitisch gekörneltes Glas zu existiren, in welchem etwas grössere, längliche, bräunliche — vielleicht Biotit- — Körnchen, umgeben von einem helleren Krystallisationshof, auftreten. Die spärlichen Poren sind in die Länge gezogen und deuten, ebenso wie die auch hier noch porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklas- und Olivinkrystalle durch die der Contactgrenze parallele Lagerung ihrer Längsaxe eine Fluidalstructur an.

Die hier gemachten Erfahrungen wiederholen sich an einem Handstück, das einen Theil eines grossen Einschlusses mit dem ihn umgebenden Diabas repräsentirt. Auch hier sinken die einzelnen Minerale zu minimalster Grösse herab, der Plagioklas bildet feinste Leistchen, während der Augit, Biotit, Apatit und das Eisenerz Globulitenform an-

nehmen. Offenbart sich hierin die vom Einschluss ausgehende abkühlende Wirkung, so erkennen wir andererseits, dass dieselbe eine weit geringere als am Contact mit dem Liegenden gewesen sein, dass der Einschluss selbst eine höhere Temperatur angenommen haben muss. Ein Glasresiduum ist nämlich hier nirgends zu entdecken, die Structur des Diabases ist vielmehr trotz der Feinheit des Korns eine durchaus holokrystalline. Porphyrisch treten in dieser durch reichlichstes Vorhandensein von Eisenerzkörnchen dicht schwarz punktirten Grundmasse Plagioklas, Olivin und Augit (letzterer entzieht sich im vorigen Falle jedenfalls lediglich durch die starke Zersetzung der Beobachtung) hervor.

Von diesen Mineralen sind es vor allem die Plagioklase, die unser Interesse in Anspruch nehmen. Ihre Ausbildung ist bisweilen eine skeletartige (Taf. IV, Fig. 2), indem ausspringende Anhängsel und einspringende Lücken, die meist von gesetzmässigen Krystallflächen begrenzt sind, in grosser Menge auftreten. Sie sind oft voll von magmatischen Einschlüssen, welche stets die äusseren Contouren des Krystalls scharf wiedergeben und auf ganz dieselbe Weise beschaffen sind, wie die umgebende Grundmasse des Gesteins. Endlich aber zeigen sie eine auffallend feine polysynthetische Verzwillingung, sowohl nach dem Albit- als nach dem Periklingesetz und gewähren so bei gekreuzten Nicols ein prächtiges Bild, das durch einen zonaren Aufbau aus verschieden auslöschender Feldspathsubstanz noch bedeutend verschönert zu werden pflegt. Beim ersten Anblick eines solchen Plagioklaskrystalls (wie ihn Fig. 3 wiederzugeben versucht) wird man unwillkürlich an die künstlich durch Druck erzeugten Kalkspathzwillinge erinnert, und man glaubt sofort die Stelle zu erkennen, wo die Schneide, welche den Druck in bestimmter Richtung überträgt, aufgesessen hat. Es scheint zunächst AB (siehe die Figur) eine Bruchspalte, die sich übrigens als feingezackt erweist, zu repräsentiren, da an sie der ganzen Länge des Krystalls nach die feinsten Zwillingslamellen, federartig nach beiden Seiten hin ansetzend, gebunden sind. Es springt wohl geradezu in die Augen, dass wir es im vorliegenden Falle in der That mit einer secundären Druckwirkung zu thun haben. Woher dieser Druck rühren mag, wird später erörtert werden; vorausschicken muss ich nur, dass er sich als ein negativer, als eine Zugkraft, die resultirende Erscheinung folglich als eine Spannungserscheinung herausstellen wird. Setzen

wir vorderhand eine solche Zugkraft als vorhanden voraus, so können wir die Wirkungsweise uns leicht erklären. Die Elasticität des Plagioklaskrystalls vermochte schliesslich nicht mehr ihr Stand zu halten; es entstand unter einfacher Verzwillingung eine grosse Absonderungsfläche *(AB)* und diese gab den angrenzenden Feldspathpartien abermals Gelegenheit, ihrerseits die innere Spannung durch kleinere Verschiebungen auszulösen, deren Resultat wir in den feinsten Zwillingslamellen erkennen müssen. Dass in der Hälfte *CDHE* die Verzwillingung nicht in derselben einheitlichen Weise, wie in der anderen Hälfte ausfiel, dürfte eventuell seinen Grund darin haben, dass dieser schmälere, noch unverzwillingte Theil des Feldspaths nunmehr, d. h. nach Entstehung der Bruchspalte *AB* und der an diese gebundenen feinsten Zwillingslamellen, zunächst einige grössere Zwillinge nach dem Periklingesetze (in der Figur also horizontal gelegen) bildete und diese sich nun erst weiter verzwillingten. *EF* wäre dann nicht gleichzeitig mit *AB* entstanden, sondern jedenfalls später. Wahrscheinlich ist sogar *CD* zuerst und *AB* erst nach dieser entstanden. Die gesammte Verzwillingung geschah wohl im Moment, und es bedurfte nur des geringsten Uebergewichts der von aussen wirkenden Zugkraft über die Cohäsion des Plagioklaskrystalls, um sie in Scene zu setzen. Unter dem Mikroskope gewahrt man ferner, dass nicht nur ein- und ausspringende Winkel vorhanden sind, dass vielmehr ganze Lamellen und aus mehreren Lamellen bestehende Partien ausgesprungen sind.

Unsere Literatur weist bereits ähnliche Schlussfolgerungen — es seien hier zunächst nur die vom rein mineralogischen Standpunkte aus gezogenen berücksichtigt — bezüglich der Entstehung mancher Zwillingsbildung bei Plagioklasen auf. Van Werveke[1]) beobachtete zuerst Zwillingslamellen, deren Verlauf ihn darauf führte, sie als nachträglich durch Druck erzeugt zu deuten. Ebenso warf Judd[2]) lediglich auf Grund mikroskopischer Untersuchung von Gesteinsdünnschliffen die Frage auf, ob nicht auch beim Plagioklas, ähnlich wie beim Calcit, die lamellare Verzwillingung durch Druck oder Bruch (strain) sollte hervorgebracht werden können. Als Stützen für diese

[1]) L. van Werveke, Eigenthümliche Zwillingsbildung an Feldspath und Diallag. Neues Jahrb. f. Min. 1883, II, pag. 97.

[2]) Judd, On the tertiary and other peridotites of Scotland. Quart. journ. of the geol. soc. 1885, XLI, pag. 365.

Hypothese führt er in's Feld, dass eine lamellare Verzwillingung oft überhaupt ganz fehlt, dass eine solche ferner oft nur gewisse Theile eines Krystalls ergreift, und dass Zwillingslamellen bald plötzlich aufhören, bald durch zahlreiche schmälere, ganz wie dies bei künstlichen Calcitzwillingen der Fall ist, ersetzt werden. Auch macht van Werveke darauf aufmerksam, dass sich die mechanischen Zwillingslamellen besonders dadurch charakterisirten, dass sie in ihrer Ausdehnung und in ihrem Verlauf an Bruchlinien im Krystall gebunden scheinen. Als Beispiel für eine in seltener Schönheit entwickelte, offenbar secundäre Zwillingslamellirung citirt Rosenbusch[1]) die Plagioklase der sogenannten Eukrite von Store Bekkafjord auf Seiland und vieler Gabbro und Norite. Ein neues Argument hierzu, das seiner Gewinnung auf experimentellem Wege wegen von grösster Wichtigkeit ist, lieferte Förstner.[2]) Derselbe nahm Platten des unverzwillingten Natronorthoklases des Felsens von Pantelleria, erhitzte sie, kühlte darauf schnell ab und erhielt auf diese Weise Zwillingslamellen, ja sogar einspringende Winkel.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Olivine, in diesen alten Diabasen jetzt eine zeolithische Substanz darstellend, haben selten homogene Krystalle gebildet, führen vielmehr noch immer kleine Magma-Einschlüsse, sind aber oft auch in ihrem ganzen Innern erfüllt von der Grundmasse des Gesteins, die dann die Form des Krystalls gut wiedergibt. Bald auch erscheinen sie in einseitig geöffneten, aber allseitig ebenflächig begrenzten Schalen (Taf. IV, Fig. 4), demnach in ganz denselben bizarren Gestalten, wie sie uns Doss[3]) aus jüngeren basaltischen Laven Syriens kennen lehrte. Mit Vogt[4]) erklärt er diese Wachsthumsformen als eine Folge schneller Erstarrung. Mir scheint eine derartige Deutung auch im vorliegenden Falle für richtig. Einen anderen Eindruck gewähren aber Durchschnitte (Taf. IV, Fig. 5), in welchen das gekörnelte Magma in runden Buchten in den Olivin eindringt, die so auf eine Corrosion der fertigen Krystalle durch das Magma hinzudeuten

---

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 2. Aufl., II, pag. 156.

[2]) H. Förstner, Ueber künstl. physikal. Veränderungen der Feldspäthe der Insel Pantelleria. Zeitschr. f. Kryst. IX, pag. 333—352.

[3]) B. Doss, Die basalt. Laven und Tuffe der Provinz Haurân etc. Diese Mittheilungen. VII, pag. 29 und Tafel IX, Fig. 9 u. 10.

[4]) Vogt, Studier over Slagger. Bihang till K. Svenska Vet.-Ak. Handl. IX, Nr. 1, pag. 55.

scheinen. Weit seltener als Plagioklase und Olivine treten Augite porphyrisch hervor. Sie sind meist von geringer Grösse und, soweit beobachtbar, unverzwillingt. Gerade noch deutlich diagnosticirbar und gleichmässig in kleinen Körnchen durch den Diabas zerstreut, tritt der Biotit auf, der dadurch, dass er mit den übrigen Gemengtheilen der Grundmasse gegen den Contact hin zu immer grösserer Kleinheit herabsinkt, seine primäre Natur zum unzweifelhaften Ausdruck bringt.

Von dem so beschriebenen Vorkommnis der Salisbury Crags seien schliesslich noch die Ergebnisse zweier Kieselsäurebestimmungen [1]) mitgetheilt. Ich fand in dem

Diabas aus dem Centrum des Massivs: $SiO_2 = 41{\cdot}56$ Procent
„ „ der Umgebung des Einschlusses: $SiO_2 = 45{\cdot}40$ „

Die übrigen Gesteinsvarietäten liessen ihrer vorgeschrittenen Zersetzung wegen keine weiter verwerthbaren Analysenresultate erwarten.

Was die

exogene Contactmetamorphose

anbetrifft, so berichtet Geikie nach seinen in loco angestellten Untersuchungen: „The strata in contact with the dolerite have been much hardened, the shales being converted into a kind of porcellanite and the sandstones into quartzite.“ [2]) In directem Anschluss hieran, gewissermassen zur Erklärung dieser Metamorphose, führt er an, dass Sorby [3]) durch die Untersuchung von Dünnschliffen festgestellt habe, dass die in den Quarzkörnern enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse ausgetrieben seien. Auf Grund des mir vorliegenden Materials, das stets nur directes Contactgestein, nicht aber von einer Metamorphose verschontes Sedimentgestein enthält, und in Anbetracht der Täuschungen, denen man nur zu leicht bei der Deutung exogener Contactwirkungen ausgesetzt ist, kann ich nur wenig Positives zu ihrer Kenntnis beitragen.

Das Contactgestein im Liegenden ist ein sehr feinschichtiger, thoniger Sandstein. Der Diabas begrenzt ihn parallel seinen Schichtungsflächen, und es wird so die Beurtheilung einer Veränderung

[1]) Anmerkung. In diesen, wie in allen übrigen Kieselsäurebestimmungen wurde die gewogene Kieselsäure mit chemisch reiner Flusssäure auf ihre Reinheit geprüft.

[2]) Geikie, Text-Book of Geology. 1885, pag. 535.

[3]) Adress, Quart. journ. of the geol. soc. XXXVI, pag. 82.

bedeutend erschwert, da ja die einzelnen Schichten unter sich sehr variiren oder variiren können.

Zunächst findet am Contact im Sandstein eine Anreicherung an Eisenerz statt. Ob diese aber auf einer primären Injection von eisenreichen Mineralen beruht, oder ob sie secundär auf wässerigem Wege vor sich gegangen ist, muss vollständig dahingestellt bleiben. Zwischen den Quarzen kommen ferner Körner vor, die feine Aggregatpolarisation und im gewöhnlichen Licht eine dunkelbraune Eisenhydroxydumgebung zeigen. In diesen finden sich fast ausnahmslos kleine Kryställchen, deren Formen entschieden auf Anatas verweisen. Hervorzuheben ist noch, dass Zirkonkörner und Glimmerblättchen, die trotz einer theilweisen Zersetzung deutlich gerade auslöschen und basisch spaltbar sind, bis in die unmittelbarste Nähe der Contactgrenze vorkommen.

Frei von jenem verschleiernden Eisenhydroxyd ist der Einschluss. Leider muss ich hier jedwede Angaben vermissen, ob durch das Auftreten des Einschlusses seine Zugehörigkeit zum Liegenden evident wird. Wohl lässt sich aus der dazugehörigen Etiquette vielleicht entnehmen, dass dem so ist. Meine Vermuthung, dass in diesem Einschlusse eine früher vorhandene thonige Zwischenmasse eine krystalline Umwandlung erfahren hat, muss aber eben nur eine Vermuthung bleiben. So viel ist aber klar, dass in dem Einschluss eine Einwanderung von Augitmikrolithen stattgefunden hat und eben solche scheinen mir zum grösseren Theil — anderntheils tritt noch ein spiessig-faserig ausgebildetes, aber unbestimmbares Mineral auf — an die Stelle der thonigen Substanz getreten zu sein. Nach Zirkel[1]) sind ähnliche Imprägnationen von Sandstein mit Augit im Contact mit Basalt am Baanaasen in Norwegen, ferner auch am Valleraas bei Klep beobachtet worden. Geikie[2]), der ganz ähnliches Material von den Salisbury Crags untersuchte, konnte zwar keine derartigen Mikrolithen in dem sedimentären Contactgestein entdecken, er gibt aber an, dass da, wo der „shale" thonig ist, eine vollständige Verschmelzung mit dem Diabas stattfindet, und gerade diese Aeusserung ist es, die noch für meine hypothetische Annahme spricht. Ihrer Natur nach deutlich nachweisbar sind die Augitmikrolithen noch in den 1 Centimeter vom Diabas entfernten

[1]) F. Zirkel, Petrographie. II, pag. 577.

[2]) Geikie, On the carb. volc. rocks of the Basin of the Firth of Forth, pag. 498.

Sandsteinpartien, und zwar treten sie theils in haufenartigen, theils in kranzförmigen Ansammlungen auf. Am häufigsten sind sie am unmittelbaren Contact. Haarscharf ist hier durch das plötzliche Fehlen der alles dicht pigmentirenden schwarzen Opacite der Diabas vom Sandstein abgegrenzt. Wo aber doch einmal eine hellere Stelle im Diabas vorhanden ist, thut sich auch in letzterem die Anwesenheit jener Augitmikrolithe kund, hier für die durchaus krystalline Natur des Eruptivgesteins zeugend. Sie sind es, welche die, wie erwähnt, scharf markirte Contactgrenze nicht innehalten. Es erweckt fast den Anschein, als ob das Sedimentgestein als Filter gedient habe, die Eisenerzkörnchen zurückgeblieben seien und sich folglich zahlreicher angehäuft hätten, die Augitmikrolithe aber „durchgelaufen" seien, um nun jenseits der Grenze einen dichten hellen Filz zu bilden. Hier, wo das Bild stellenweise ein vollständig klares ist, konnte die Augitnatur dieser kleinsten Körperchen constatirt werden. Im Schliffe mit concentrirter Salzsäure gekocht, erweisen sie sich unlöslich; die Contouren sind bisweilen scharfe und dann auf Augitformen zurückführbar, ja es konnte sogar die Auslöschungsschiefe gegen die Längsaxe zu circa 45 Grad bestimmt werden.

Die Quarzkörner des Einschlusses lassen keine Veränderung erkennen; es sind vielmehr sogar in solchen, die in directer Berührung mit dem Diabas stehen, Flüssigkeitseinschlüsse nachweisbar, die sich durch eine lebhaft bewegliche Libelle unzweifelhaft als solche erweisen. Dass die oben angeführte Behauptung Sorby's nicht zutreffend sein dürfte, wird auch dadurch gestützt, dass Lehmann[1]) von Quarzen berichtet, welche bereits halbverglast sind, die also einer bedeutenden Einwirkung von Hitze ausgesetzt waren, und die trotzdem Flüssigkeitseinschlüsse mit lebhaft beweglichen Libellen beherbergen. Plagioklas und Rutil waren in den Schliffen nicht nachweisbar. Es sei dies noch erwähnt im Hinblick auf die Beobachtung Beck's[2]), dass die die Diabase der Section Adorf umgebenden Thonschiefer in einer circa 0·3—0·5 Meter mächtigen Contactzone ihrer Rutilnädelchen vollständig verlustig gegangen, sie dafür aber plagioklasführend geworden sind.

[1]) Joh. Lehmann, Untersuchung über die Einwirkung eines feurig-flüssigen basalt. Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse. Verhandlungen des niederrhein. Ver. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn. 1874, XXXI.

[2]) Erläuterungen zur geol. Spec.-Karte des Kgr. Sachsen. Section Adorf, pag. 22.

Hound Point bei Dalmeny.

Wie der soeben behandelte Diabas der Salisbury Crags, so ist auch das Gestein dieser Localität uns bereits durch Geikie's erwähnte zwei Schriften bekannt geworden. Dieselben besprechen sowohl seine Lagerungsverhältnisse, als auch die mineralogische Zusammensetzung, wie sie sich der mikroskopischen Untersuchung darbietet, letztere jedoch nicht in ihren Abänderungen und nicht deren geologischen Zusammenhang.

Das Centrum dieses, nach Geikie's Darlegungen ebenfalls intrusiven Diabasmassivs besteht aus einem dem blossen Auge deutlich körnig erscheinenden Gestein, das mikroskopisch echt granitische Structur offenbart. Der in breit rechteckigen Durchschnitten erscheinende Plagioklas ist frisch, nur selten polysynthetisch verzwillingt, aber ausgezeichnet durch jenen isomorphen Schichtenbau. Der Augit ist automorph, d. h. er bildet selbständig begrenzte Krystalle; frische Augitsubstanz indessen ist nur in höchst spärlichen Resten vertreten, trübgraue Partien füllen pseudomorph ihre Stelle aus. Parallel verwachsen mit ihm findet sich bisweilen Hornblende, deren primäre Bildung durch ihre ganze Ausbildungsweise sichergestellt wird. Apatit ist reichlich in dünnen, aber meist sehr langen Nadeln vorhanden. Eigenthümlicher Weise tritt von den Eisenerzen hier nicht Titaneisen, sondern Magnetkies in den Vordergrund. Es macht sich dies bereits beim Aufträufeln von Salzsäure auf das feste Gestein durch eine starke Schwefelwasserstoffentwicklung bemerkbar. Mittelst des Magneten isolirtes Pulver geht mit Salzsäure vollständig in Lösung. Grosse Schwierigkeit macht der Nachweis einer einstmaligen Existenz von Olivin und ich kann eine solche nur mit grosser Wahrscheinlichkeit, nicht aber mit Bestimmtheit constatiren. Umsomehr muss uns ein Gehalt dieses Diabases an Quarz Wunder nehmen. Dieser führt Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle und tritt xenomorph auf; da ihn oft zahlreiche Apatite und diese gleichzeitig die angrenzenden primären Minerale durchsetzen, muss dieser Quarz aus dem Magma ausgeschieden, also primär sein. Nur über die Natur einzelner weniger solcher Quarzkörner (Taf. IV, Fig. 6), die zungenförmige Buchten aufweisen, und in denen Flüssigkeitseinschlüsse am äusseren Rand vollständig fehlen, nach innen zu dann allmählig grösser werden, könnte man allerdings in Zweifel gerathen und sie

vielleicht als Ueberbleibsel eines Einschlusses ansprechen. Zu einer definitiven Ansicht ihres Wesens konnte ich nicht gelangen.

Könnte diese letzte Beobachtung die oben angeführten Beweisgründe für die Existenz authigen ausgeschiedener Quarzsubstanz etwas erschüttern, und konnte ich mich selbst eines leisen Zweifels in dieser Hinsicht nicht erwehren, so lieferte mir die Untersuchung der Diabasvarietät, welche $2^1/_2$ Meter über einem Sandsteineinschluss anstand, der sich seinerseits in einer Entfernung von circa 1·2 Meter vom Contact mit dem Liegenden befand, entscheidende Argumente.

Dieses Gestein unterscheidet sich zunächst, wie a priori zu erwarten, von dem aus der Mitte des Diabaskörpers stammenden durch grössere Feinheit des Korns. Ferner aber ist die Structur eine andere: sie ist echt ophitisch; der in eine trübgraue Substanz umgewandelte Augit ist zwischen die zahlreichen schmalen, typisch leistenförmigen Plagioklase eingeklemmt. Das Eisenerz, das bei Behandlung eines Dünnschliffes mit heisser concentrirter Salzsäure unverändert bleibt und daher wohl als Titaneisen anzusprechen ist, ist gleichmässig durch das Gestein vertheilt und verleiht demselben unter dem Mikroskope eine wohl selten in dieser Weise beobachtbare Schönheit, als es durchgängig in den bekannten fein gestrickten Wachsthumsformen auftritt. Olivin ist nicht nachweisbar; mit fast vollkommener Sicherheit kann seine vollständige Abwesenheit angenommen werden.

In dem in der beschriebenen Weise beschaffenen Diabase tritt nun makroskopisch bereits erkennbarer Quarz auf. Bei der Betrachtung des Handstücks mit unbewaffnetem Auge zeigt derselbe stets scharfe sechsseitige Querbrüche; die Untersuchung der durch mechanisches Herauslösen isolirten Krystalle ergibt bereits das Vorhandensein aller seiner physikalischen und chemischen Eigenschaften. Da seine Krystallformen direct von Diabassubstanz umgeben sind, so muss er aus dem Diabasmagma selbst ausgeschieden, also authigen sein. „Dass aber primärer Quarz in Diabasen wirklich vorkommt, trotz ihres basischen Charakters, ist durch granophyrische Verwachsungen ausser Zweifel gestellt.“ [1]) Nach Rosenbusch's neuester „Physiographie der massigen Gesteine“ sind „einsprenglingsartige Quarzdihexaëder — eine bei der Zusammensetzung des Diabas schwer verständliche Thatsache“ — bis jetzt nur ein einziges Mal, und zwar von Rothpletz an Quarzdiabasen und

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 2. Aufl., II, pag. 188.

Diabasporphyriten von Nossen und Niederwiesa i. Sa. beschrieben[1]) worden. Indessen hat auch Barrois[2]) früher schon reichliche Quarzdihexaëder im Diabas erwähnt.

Im Dünnschliff schwinden meist die scharfen Contouren, bleiben aber in ihren Hauptzügen auch hier reconstruirbar. Der Grund davon liegt darin, dass die Quarzsubstanz fast stets randlich durch Calcitsubstanz vertreten wird, so dass die dihexaëdrische Form wohl genetisch dem Quarz angehört, jetzt aber nicht von ihm, sondern von Calcit wiedergegeben wird. Nur ein einziges Mal kam ein vollkommener Quarzkrystall zur directen Beobachtung. Auch das andere Extrem, vollständige Ausfüllung der Sechsecke durch Calcit, ist sowohl mikro- als makroskopisch constatirbar. „Diese Calcithülle ist bei echten, aus dem Gesteinsmagma ausgeschiedenen Einsprenglingen schwer zu erklären; überhaupt ist das Vorhandensein von Quarzeinsprenglingen erster Generation gegenüber dem Fehlen des primären Quarzes in der Grundmasse auffallend." Mit diesen Worten referirt Rosenbusch die Mittheilung einer ähnlichen, durch v. Groddeck[3]) beobachteten Erscheinung. Letzterer Forscher fand in einem Kersantit des Oberharzes bis 1 Millimeter grosse rundliche Krystallkörner von Quarz, die regelmässig von einer dünnen 0·1—0·2 Millimeter breiten Hülle von Calcit und Chlorit umgeben sind. Zwar sind die beiden Erscheinungsweisen insofern jedenfalls etwas verschieden, als in jenem mir vorliegenden Falle mit Sicherheit constatirt werden konnte, dass hexagonale Durchschnitte vorliegen und diese Calcithülle innerhalb derselben gelegen ist, in diesem dagegen hierauf bezügliche zuverlässige Beobachtungen fehlen, vielleicht erschwert oder unmöglich sind; doch ist vielleicht in Verbindung mit v. Groddeck's Beobachtung später einmal die meine im Stande, etwas zur Lösung dieser Frage beizutragen.

Müssen diese Quarze schon aus diesem Grunde unser lebhaftes Interesse erregen, so in noch weit höherem Masse durch ihren inneren Bau. Von einem Schnitt eines einfachen Krystalls ist im allgemeinen zu erwarten, dass er bei gekreuzten Nicols einheitlich auslöscht, respective einheitliche Polarisationsfarben gibt. Es nimmt

[1]) Ibidem, pag. 201.

[2]) Barrois, Études de M. Charles Wh. Cross sur des roches de Brétagne. Extraits des Annales de la soc. géol. du Nord. 1881, 30/3, pag. 28. — Ref.: N. Jahrb. f. Min. 1882, I, pag. 404.

[3]) A. v. Groddeck, Der Kersantitgang des Oberharzes. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanst. 1882, pag. 80.

uns daher Wunder, wenn die innerhalb regelmässiger Krystallumrisse gelegene abgerundete Quarzsubstanz bei Einstellung der Nicols auf Dunkelheit dieser Anforderung nicht entspricht, vielmehr entweder sich nach den Radien optisch verschieden orientirt erweist (Taf. IV, Fig. 7) oder selbst in einzelne von einander ganz abweichend orientirte Körner von unregelmässiger Begrenzung zerfällt. Die erste Erscheinung hat, um dies zu erwähnen, durchaus keine Aehnlichkeit etwa mit der radialfaserigen Structur des Chalcedons, und von einem Auftreten eines Interferenzkreuzes bei gekreuzten Nicols ist natürlich auch nicht die Rede; letztere könnte eventuell mit einer Verwachsung von rechts- und linksdrehendem Quarz verwechselt werden, wenn die einzelnen Partien in parallelflächigen Dünnschliffen nur zweierlei verschiedene Polarisationsfarben ergeben würden. Dass hier keine parallele Verwachsung mehrerer Quarze vorliegt, ergibt sich auch daraus, dass die Hexagone, innerhalb deren die verschieden polarisirenden Quarzpartien liegen, stets scharflinig und vollkommen regelmässig begrenzt sind.

Es bleibt somit nur noch übrig, an anomale Polarisationserscheinungen zu denken. Solche sind, abgesehen von den noch in Dunkel gehüllten sog. gestreiften Quarzen, der Literatur nach wohl unbekannt. Rufen wir uns die Mittheilung Mügge's[1]) in Erinnerung, dass, „ähnlich wie stark erhitzte und deshalb doppelbrechende Objectgläschen sofort ganz oder nahezu isotrop werden, wenn das Glas zerspringt", in natürlichen Pechsteinen eine deutliche anomale Doppelbrechung des Glases einem isotropen Verhalten Platz macht[2]), sobald perlitische Absonderung eingetreten ist, so wird es nicht gar zu sonderbar klingen, wenn ich in der Structur jener Quarze den Ausdruck einer Spannung nachzuweisen versuchen will, welche dahin zielt, die einheitlichen Quarze in einzelne krystallinische Körner zu zerspalten, wie dies uns in der That in Fig. 8, Taf. IV, wohl deutlich veranschaulicht wird.[3]) Gestützt wird diese Hypothese

[1]) Neues Jahrb. f. Min. B.-B. IV, pag. 590.

[2]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 1. Auflage. II, pag. 165.

[3]) Anmerkung. Sollte es nicht auch vielleicht ein analog erklärbares Verhalten sein, das Küch (Neues Jahrb. f. Min. 1886, I, pag. 45) an den hexagonal begrenzten Quarzen des glasreichen Quarz-Pyroxen-Andesit des Cumbal beobachtete? Der Versuch, diese auffallende Beschaffenheit als eine Spannungserscheinung anzusprechen, scheitert bei ihm daran, dass er diese dem über oder unter dem Quarze liegenden Glase zuzuschreiben bestrebt ist, nicht aber es versucht, sie in den auch noch nach der Entfernung des Glases als optisch anomal befundenen Quarz selbst zu verlegen.

zunächst dadurch, dass am Rand der im obigen Sinne radialstrahlig anomalen Quarze sich diese Anomalie im kleinen wiederholt (Fig. 9), gewissermassen als ob am Rande, wo der Quarz mit dem Magma zusammenhing, die Spannung eine besonders grosse gewesen sei, und sie sich auch als eine solche durch Wiederholung derselben optischen Anomalie offenbaren musste. Auf eine Discussion der Berechtigung der Annahme, die Quarzkrystalle seien, als sie bereits fertig gebildet waren, einer besonderen Spannung ausgesetzt gewesen, werde ich mich später einlassen.

Einer anderen Beobachtung sei hier nur noch gedacht, die einestheils die pyrogene Bildung der Quarze bestätigt, anderentheils die Wirkung einer Spannung noch nach einer anderen Richtung hin zum Ausdruck bringt. Die wenigen sich auch bei Dunkelstellung der Nicols als homogen offenbarenden Quarze sind im allgemeinen die kleineren Individuen; diese sind ferner in der Regel einschlussfrei oder einschlussarm, während sich jene optisch anomalen Krystalle reicher an Einschlüssen erweisen. Eingeschlossen finden sich Gasbläschen, die also Poren repräsentiren, ferner sogenannte Steinporen (Sorby's stone cavities), die oft baumartig verzweigt sind, und Glaseinschlüsse. Letztere tragen häufig die dihexagonalen Formen des Wirthes zur Schau, sind im Sinne Küch's[1]) gesetzmässig gelagert und beherbergen oft im Innern eine fixe Libelle. In dieser Form stellen sie ihre Glasnatur ausser Zweifel. In einigen Fällen zeigten sich die Einschlüsse in Ebenen angeordnet, die, wie bekannt, einem Rhomboëder entsprechen. Taf. IV, Fig. 10 zeigt einen solchen Quarzdurchschnitt, in dem sich parallele Reihen von Einschlüssen unter spitzen Winkeln schneiden. Parallel den Winkelhalbirenden erfolgt die Auslöschung (in der Figur durch Pfeile angedeutet). Von besonderer Wichtigkeit ist nun aber hierbei, dass parallel mit jenen Ebenen, deren Verlauf durch die Einschlussreihen sichtbar und krystallographisch bestimmbar wird, bei gekreuzten Nicols eine Absonderung zu bemerken ist, die nicht von Einschlüssen herrühren kann, da hier gerade solche durchaus fehlen. Ob wir es hier mit ebenen Flächen zu thun haben, die der unvollkommenen, mikroskopisch noch nicht beobachteten rhomboëdrischen Spaltbarkeit des Quarzes entsprechen, oder vielleicht gar mit Gleitflächen, die durch ein infolge jener vorausgesetzten Spannung bewirktes Zerreissen

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1886, I, pag. 44.

entstanden sind, muss dahingestellt bleiben. Für letzteres könnte noch Folgendes sprechen. Bei der Beschreibung des Diabases der Salisbury Crags griff ich, ebenso wie hier, zur Annahme einer inneren Zugkraft und schrieb dieser die so fein entwickelte polysynthetische Verzwillingung der Plagioklaseinsprenglinge zu. Nach meiner Ansicht besteht nun, wie es sich noch deutlicher herausstellen wird, eine unleugbare Analogie zwischen jenen und diesen Beobachtungen. Dass Structur und Zwillingsflächen in gewisser Beziehung von einander abhängig sind, hat Mügge[1]) bewiesen, der dabei hervorhebt, dass bei der Zwillingsbildung der eingewachsenen Minerale die Gleitflächen eine ganz besondere Bevorzugung als Zwillingsflächen geniessen. Es genüge indess hier zu constatiren, dass in den Quarzen Absonderungsflächen auftreten, die einem Rhomboëder entsprechen. Aus alledem dürfte hervorgegangen sein, dass die Eigenthümlichkeiten, welche die beschriebenen Quarze zeigen, sich alle unter der einen Voraussetzung erklären lassen, dass die Quarze aus dem gluthflüssigen Magma auskrystallisirten, in diesem bereits fertig gestellt wurden und erst durch die infolge der weiteren Abkühlung eintretende Contraction in einen Zustand innerer Spannung versetzt wurden.

Bisher sind nur wenig analoge Beobachtungen mit ähnlichen Schlussfolgerungen, resp. Erklärungsweisen zu finden, und diese beziehen sich ausnahmslos auf andere Minerale. Ist meine Annahme, zu der ich auf dem rein empirischen Wege der Beobachtung geführt worden bin, richtig, dass das anomale optische Verhalten der Quarze eine Folge der Abkühlung der bei höherer Temperatur auskrystallisirten und bei dieser normal polarisirenden Individuen ist, so kann man schliessen, dass diese, auf jene Temperatur erhitzt, auch wieder die normale Beschaffenheit optisch homogener Krystalle erlangen werden, da ja die durch die Wärmezufuhr bedingte Ausdehnung jene Spannung aufheben wird. Indessen wäre es trotz aller Wahrscheinlichkeit immerhin noch fraglich, ob wir die Temperatur bis zu der erforderlichen Hitze steigern können. Wohl aber sprechen hierfür die vollkommen analogen Resultate, welche Klein am Analcim[2]) und

[1]) Mügge, Beitrag zur Kenntnis der Structurformen des Kalkspathes und über die Beziehungen derselben untereinander und zur Zwillingsbildung am Kalkspath und einigen anderen Mineralien. Neues Jahrb. f. Min. 1883, I, pag. 54.

[2]) Neues Jahrb. f. Min. 1884, I, pag. 251.

Leucit [1]) erhielt, deren anomale Doppelbrechung bei einer Erwärmung vollkommen schwand. Für den Analcim muss wohl auch eine Bildung bei höherer Temperatur, jedenfalls aber eine solche unter Mitwirkung heisser Wässer angenommen werden, wofür mir vor allem der Umstand zu sprechen scheint, dass er z. B. in dem erwähnten Vorkommnis von den Salisbury Crags stets von Eisenglanz umhüllt ist, dessen Genese derartige Bedingungen zugeschrieben werden. [2]) Unter dieser Annahme fände auch die anomale Doppelbrechung des regulären Analcims ihre Erklärung. Uebrigens ward sie bereits von Ben-Saude [3]) als eine Spannungserscheinung gedeutet. Experimentelle Beweise für die Annahme von Spannungserscheinungen an Krystallen lieferte Brauns [4]), und stellte er es nach allen Analogien für wohl berechtigt hin, auch die optischen Anomalien in derselben Weise zu erklären. Ja Klein [5]) gibt bereits weit früher dieser Ansicht in deutlichen Worten Ausdruck, indem er sagt, dass die Anisotropie, die sogenannte Dimorphie der Substanz durch die Abkühlung eingetreten sei. Dass ferner eine innere Spannung zur Entstehung von Sprüngen führen kann, haben Klocke [6]) und Brauns [7]) — wenn auch auf etwas anderem Wege — bewiesen. Durch chemische Mischung brachten sie in regulären Alaunkrystallen eine Doppelbrechung hervor, die sie auf eine Störung der Gleichgewichtslage der Molekel zurückführen. Dieser Spannungszustand der Mischkrystalle kann nun in derselben Weise künstlich so bedeutend gesteigert werden, dass ein freiwilliges Zerspringen eintritt.

Ein weiteres Handstück derselben Diabasmasse stammt aus einer Höhe von circa 0·6 Meter über dem Contact mit Thonschiefer. Das Gestein ist ebenso feinkörnig und von typisch ophitischer Structur, leider aber bereits sehr zersetzt, so dass Calcit und ein chloritisches Mineral als sehr häufige secundäre Producte auftreten. Einige grössere Plagioklase bestehen nur in ihrem äusseren Rande noch aus Feld-

[1]) Klein, Ueber den Einfluss der Wärme auf die opt. Eigenschaften von Leucit und Aragonit. — Neues Jahrb. f. Min. 1884, II, pag. 50.

[2]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. 2. Aufl. I, pag. 412.

[3]) Ben-Saude, Ueber den Analcim. Neues Jahr. für Min. 1882, I, pag. 41.

[4]) Neues Jahrb. f. Min. 1887, I, pag. 57.

[5]) Neues Jahrb. f. Min. 1884, II, pag. 50.

[6]) Klocke, Ueber Doppelbrechung regulärer Krystalle. Neues Jahrb. f. Min. 1880, I, pag. 53.

[7]) Neues Jahrb. f. Min. 1883, II, pag. 108.

spathsubstanz, das Innere ist vollständig kaolinisirt. Die wenigen grösseren Augite, die noch unzersetzt sind, lassen erkennen, dass ein Theil von ihnen einfache Krystalle, ein anderer Theil einfache Zwillinge darstellt. In dieser Masse, die also bereits eine geringe Neigung zu einer mikroporphyrischen Ausbildungsweise bekundet, liegen nun ziemlich viele einzelne Quarzkörner, auch Aggregate von diesen, welche als Sandsteinbröckchen anzusehen sind, da die Quarzkörner ihre Einschlussnatur deutlich zur Schau tragen. Es kommt hier auch zur Bildung schlierenähnlicher Partien, die aus einzelnen Quarzkörnern bestehen. Erwähnenswerth ist es, dass neben diesen Quarzen Olivine als porphyrische Einsprenglinge sich einstellen, die, durch ihren Umriss wohl gekennzeichnet, jetzt allerdings pseudomorphe Bildungen repräsentiren. Indessen sind die Krystalle selten unbeschädigt, meist vielmehr erscheinen sie zerbrochen. Ihre directe Umgebung zeichnet sich durch ein nach dem Olivin zu immer feiner werdendes Korn aus, eine Erscheinung, die bereits Reusch[1]) in Basalten mit deutlich porphyrischer Structur, und zwar, wie er sagt, um Olivinkrystalle sehr häufig, um Augit- und Plagioklaseinsprenglinge seltener und weniger deutlich beobachtete.

Das Eisenerz ist neben wenig Schwefelkies Titaneisen. Dasselbe bildet auch hier jenes zierliche Gitterwerk, bleibt in seiner Bildung aber zu einem kleineren Theil bei der Körnchenform stehen. Das umgekehrte Verhältnis, dass nämlich die letztere vorherrscht und nur selten das Titaneisen gleichsam den Versuch macht, sich gesetzmässig zu aggregiren, zeigt sich in demselben Diabas da, wo er nur noch 6 Centimeter v. C. entfernt ist. Erwähne ich vorgreifender Weise, dass noch weiter nach dem Sedimentgestein zu das Titaneisen lediglich Körnchen bildet, die immer kleiner und kleiner werden, so gewinnen wir hier einen prächtigen Einblick in die verschiedenen Stadien der Formentwicklung der Titaneisenkrystalle. Ganz dieselbe Abhängigkeit der Form von der Entfernung der Contactgrenze begegnete uns, wenn auch nicht in dieser vollkommenen Stetigkeit der Uebergänge, schon im Diabas der Salisbury Crags, worauf hier zurückverwiesen sei.

Am Contact mit dem Liegenden selbst ist der Diabas bedeutend zersetzt, und es sind so nur noch wenige für meinen Zweck wichtige Momente erkennbar. Aus einer feinkörnigen Grundmasse heben sich

[1]) Reusch, The microscopical texture of basalts from Jan Mayen. Neues Jahrb. f. Min. 1883, II, pag. 224.

grössere Plagioklas-, Augit- und Olivineinsprenglinge, alle aus pseudomorphen Zersetzungsproducten bestehend, und viele mikroskopische Einschlüsse von Quarz, in denen bisweilen Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle beobachtet werden konnten, ab. Bereits im Handstück ist dadurch, dass das Eruptivgestein da am dunkelsten gefärbt ist, wo es an das Salbandgestein grenzt, angedeutet, dass nach dem Contact zu eine Anreicherung an Titaneisen, welches schliesslich die Form kleinster Globuliten annimmt, statt hat. Um diesen mikroskopischen Befund zu prüfen, nahm ich eine quantitative Bestimmung des gesammten Eisengehaltes durch Titrage mittelst Chamäleonlösung vor.

Es ergab sich für das Gestein

circa	$^1/_4$	Centimeter	v.	C.	ein	Gehalt	von	2·21	Procent	*Fe* (metall.)
„	1	„	„	„	„	„	„	1·98	„	„
„	$4^1/_2$	„	„	„	„	„	„	1·53	„	„
	aus dem Centrum						„	1·11	„	„

Bedenken wir, dass sich die Unterschiede bedeutend erhöhen, wenn wir diesen procentarischen Gehalt an metallischem Eisen auf das Eisenerz umrechnen, so ist die unter dem Mikroskope erkannte Zunahme an eisenhaltigem Mineral in der That eine beträchtliche zu nennen und nicht etwa nur eine scheinbare, bedingt durch die feinere Vertheilung und die infolge dessen zunehmende Anzahl der Erzkörnchen. Diese bauschanalytischen Bestimmungen können eine wirkliche Bedeutung beanspruchen, da die Aenderung der chemischen Zusammensetzung eine regelmässige ist, und da ferner die ersten drei der angegebenen Zahlenwerthe eine solche innerhalb des kleinen Raumes ein und desselben Handstückes zum Ausdruck bringen.

Einige weitere vorgenommene Bestimmungen des Kieselsäuregehaltes und des specifischen Gewichtes seien hier noch mitgetheilt [1]):

[1]) Die Resultate der mittelst Pyknometers ausgeführten Dichtebestimmungen wurden sämmtlich in der Weise controlirt, dass die verschiedenen Gesteinsstückchen in Thoulet'sche Lösung eingetragen wurden, und ich nun die Reihenfolge, in der sie bei allmähliger Herabsetzung des Concentrationsgrades niedersanken, beobachtete. Sie (inclusive die folgenden Angaben) wurden alle in ihrer Relation für richtig befunden. Die Genauigkeit, mit der das Pyknometer arbeitet, lassen die beiden angeführten, ebenfalls mittelst Pyknometers ausgeführten Controlbestimmungen erkennen.

Diabas			SiO_2	Spec. Gew.		
aus dem Centrum:			44·79 Proc.;	2·7848	bei	19·8° C.
$2^1/_2$ Meter von einem Einschluss entfernt	$3^1/_2$ Meter	v. C.	43·67 „	2·8385	„	„ „
Contact mit Sandstein (Ein Handstück)	7 Centimeter	„ „	. . . . .	2·8607	„	„ „
	5 „	„ „	48·27 Proc.;	2·8497	„	„ „
	3 „	„ „	. . . . .	2·8334	„	„ „
	1 „	„ „	50·59 Proc.;	2·8036[1]	„	„ „
	$^1/_4$ „	„ „	46·82 „ [3]	—		
Contact mit Thonschiefer	$^1/_2$ Meter	„ „	48·78 „	2·8888	„	21° C.
(Ein Handstück)	4 Centimeter	„ „	49·65 Proc.;	2·9200[2]	„	„ „
	2 „	„ „		2·8953	„	„ „
	$^3/_4$ „	„ „		2·8962	„	„ „

Aus diesen Bestimmungen lässt sich erkennen, dass der Kieselsäuregehalt im allgemeinen nach dem Contact hin zunimmt. Er differirt im Maximum um 7 Procent. Auch das specifische Gewicht wird grösser, am Contact selbst nimmt es indessen in kurzen Abständen bedeutend ab.

Exogene Contactmetamorphose.

Vom Sandstein setzt der Diabas im grossen ganzen scharf ab. Zwischen den Quarzkörnern des Sedimentgesteins tritt eine Art Zwischensubstanz auf, die indessen in ihren Componenten nur so weit erkennbar ist, als darunter nadel- und kornförmige Eisenerzpartikel, Biotit und Muscovit sich befinden. Es hat den Anschein, als sei dieselbe an die Stelle eines nicht mehr vorhandenen thonigen Zwischenmittels getreten, worauf auch an einigen Stellen erfolgendes Eindringen von Diabasmasse zwischen die Quarze des Sandsteins hindeutet. Letztere führen, auch in unmittelbarster Berührung mit dem Diabas, Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle. Klastische Rutilkörner konnten $^1/_2$ Centimeter v. C. noch nachgewiesen werden.

[1]) 2. Bestimmung bei 5° C.: spec. Gew. = 2·8040.

[2]) 2. „ „ ? : „ „ = 2·9198.

[3]) Diese Bestimmung konnte leider wegen Mangels an Material nicht controlirt werden.

An einer anderen Stelle bildet ein durch Bitumen schwarzer Thonschiefer das Liegende. Der diesem angrenzende und mit ihm fest verbundene Diabas ist ziemlich frisch und gewährt so einen besseren Einblick in seine Beschaffenheit als der eben geschilderte, mit dem er in den erwähnten Hauptzügen übereinstimmt. Ausser den dort genannten Mineralen tritt in ihm Biotit in winzigen xenomorphen Blättchen auf. Der Augit, in grösseren Krystallkörnern vorhanden, ist meist einfach verzwillingt; oft scheint ein grösseres Individuum in viele kleinere Körner zerbrochen zu sein, die dicht aneinander grenzen, optisch jedoch verschieden orientirt sind. Von Interesse war die Beobachtung eines Augitkrystalls, der bereits im gewöhnlichen Licht einen „sanduhrförmigen" Aufbau durch eine weiter vorgeschrittene Zersetzung der ganzen äusseren Hohlform anzeigt, während der Kern ganz frisch ist und scharf an jener absetzt, jedenfalls ein Beweis für eine chemische Verschiedenheit der Substanz der beiden Räume.

3—4 Centimeter v. C. entfernt wird das Gestein so feinkörnig, dass der Plagioklas in seiner Leistenform unerkennbar wird, und der Diabas nur noch als eine feingekörnelte Grundmasse erscheint, aus welcher Olivinpseudomorphosen und Augite porphyrisch hervortreten. Zu diesen gesellt sich jetzt noch frischer Plagioklas in meist sehr fein verzwillingten und oft gebogenen Leisten. Je näher dem Contact zu gelegen, desto zahlreicher stellt er sich ein und desto frischer und wohlbegrenzter ist er. Schliesslich erlangt die Grundmasse das Aussehen eines gekörnelten Glases. Die opaken Körnchen bilden zunächst kranzförmige Anhäufungen, umhüllen ferner in grösserer Dichte die Plagioklasleisten und bilden endlich zwischen Eruptiv- und Sedimentgestein eine tiefschwarze Grenze. Vereinzelt treten kleine Quarzkornaggregate auf, die sich durch ihre runden Formen und sonstiges Aussehen als Einschlüsse, resp. deren Residuen kennzeichnen. Nicht aber sind Bruchstücke der Thonschiefersubstanz im Diabas zu finden, obgleich doch sicher anzunehmen ist, dass bei der Injection des Eruptivmagmas auch kleine Theile des Liegenden sich loslösten und eingeschlossen wurden. Im Zusammenhang mit der Beobachtung, dass der Thonschiefer am Contact auf eine Breite von 1 Millimeter den kryptomeren Charakter, welchen er unter dem Mikroskope besitzt, etwas verliert und eine mikrophanerokrystalline Beschaffenheit annimmt, und in Verbindung mit den an dem Vor-

kommnis der Salisbury Crags gewonnenen Erfahrungen, die Metamorphose des Einschlusses betreffend, glaube ich schliessen zu können, dass Thonschieferstückchen[1] am Contact wohl eingeschlossen, diese aber bis auf die in ihnen enthaltenen Quarzkörnchen durch das Eruptivmagma aufgelöst wurden.

Exogene Contactmetamorphose.

Auf das unmittelbar Anstehende konnte die Hitze natürlich, im Vergleich mit den allseitig von Magma umflossenen Einschlüssen, nur eine weit geringere Wirkung ausüben und so hier nur die oben erwähnten structurellen Differenzen hervorbringen. Eine weitere exogene Contacterscheinung ist bereits dem unbewaffneten Auge erkennbar, und sie verleiht einem Contactstück, in welchem eine feine Apophyse von der Hauptmasse des Diabases in den Thonschiefer abzweigt, einen Anblick, wie ihn Fig. 11, Taf. IV, zeigt. Der Thonschiefer, sonst von grauer Farbe, ist nämlich am Contact auf die kurze Breite von 1 Millimeter vollständig weiss gebrannt, wodurch ein greller Contrast zu dem an der Grenze tiefschwarzen Diabas hergestellt wird, und jene kleine Apophyse eine reizende Umrahmung erhält. Ferner aber liegt die Antwort auf die Frage, was mit der organischen Substanz, die dem übrigen Thonschiefer die graue Farbe verleiht, in jenem weissgebrannten Streifen denn eigentlich geschehen ist, hier ebenso klar zu Tage. Die der entfärbten Zone folgenden Partien des Sedimentgesteines haben das vertriebene Bitumen, wenn auch vielleicht nur theilweise, in sich aufgenommen und zeigen infolge des hieraus resultirenden grossen Reichthums an solchem eine dunklere Farbe, die sich allmählig in das normale Hellgrau verliert. Kohlentheilchen als solchen kann man wohl eine derartige Wanderfähigkeit nicht zuschreiben; es liegt vielmehr nahe, an andere organische Substanzen zu denken. Und in der That liess sich auch aus dem grauen Thonschiefer mit Aether eine Substanz extrahiren, die beim Erhitzen in einem Porzellanschälchen an den Wandungen hinauf „kletterte", sich also durch Hitze zurückdrängbar erwies. Endlich sei noch erwähnt, dass bis zum Diabas hin die typischen Thonschiefernädelchen vorhanden sind, und dass klastische Rutilkörner noch in jener entfärbten Contactzone zur Beobachtung gelangen konnten.

Dieselben endogenen Veränderungen, denen der Diabas von Hound Point im Contact mit dem Liegenden unterworfen ist, zeigt er auch um eingeschlossene Sandsteinschollen. Trotzdem die eine derselben nur eine Dicke von circa 3 Centimeter besitzt, und dieselbe bereits 1 Meter weit vom anstehenden Muttergestein entfernt sich vorfand, stellt sich ihre Einwirkung auf die Structur des umgebenden Diabases als eine sehr grosse heraus. Letzterer besitzt mikroporphyrischen Habitus. Die Grundmasse hat ein echt ophitisches Gefüge, ist 1 Centimeter vom Sandstein noch durchaus krystallinisch struirt und wird erst 4 Millimeter vor diesem allmählig zu einem gekörnelten Glas. Das Eisenerz geht hier wieder durch jene Skeletbildungen hindurch in die Form kleinster Körnchen über. Ebenso zu finden sind hier dieselben porphyrischen automorphen Einsprenglinge (Olivin, Plagioklas und Augit) und in der nächsten Umgebung der Olivinpseudomorphosen dieselbe feinkörnige Beschaffenheit der Grundmasse. Dass die Olivine mit der grösseren Entfernung vom Contact einer Auflösung anheim fielen, wird hier besonders augenscheinlich. In der dem Sandstein angrenzenden Zone zeigen die Olivine unbeschädigte Krystallumrisse und sind höchstens in scharfkantige Bruchstücke zerbrochen, 2 Centimeter davon weg gewahrt man bereits runde Einbuchtungen des Magmas, die 4 Centimeter v. C. zur Regel werden, und 10 Centimeter v. C. sind Olivinreste eine Seltenheit.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind, wie die Augite, frisch. In den dem Sandstein näherliegenden Partien sind sie häufig nach zwei Gesetzen polysynthetisch verzwillingt. Einige wenige Exemplare nur sind unvollkommen ausgebildet und besitzen Formen, die man auf den ersten Blick lediglich der Wirkung einer späteren Auflösung zuzuschreiben geneigt ist. Gegen letztere Auffassung spricht aber die theilweise ebenflächige und gesetzmässige Begrenzung der einzelnen Anhängsel (Taf. IV, Fig. 12) und es wird so wahrscheinlich, dass skeletartige Gebilde vorliegen, die durch das Magma corrodirt worden sind.

An den grossen Augitindividuen liess sich an diesem Vorkommnis folgendes Abhängigkeitsverhältnis aufstellen. In den Schliffen 10 Centimeter v. C. waren Zwillinge in nur spärlicher Anzahl aufzufinden; eine an 2 Schliffen des 4 Centimeter v. C. entfernten Diabases vorgenommene Zählung der verzwillingten und der unverzwillingt erscheinenden Individuen ergab als Verhältnis das von

4 : 3, und $1^1/_2$ Centimeter v. C. waren einfache Augitkrystalle nur noch spärlich vertreten. Die Thatsache, dass einige Individuen in besonderen Fällen ihre Zwillingsnatur nicht zum Ausdruck bringen, und diese sich so der Beobachtung entziehen, kann an den hier constatirten relativen Beziehungen selbstverständlich nichts ändern.

In den Dünnschliffen, welche dem 4 Centimeter v. C. entfernten Diabas angehören, ist ein ausserordentlicher Reichthum an Quarz augenfällig. Derselbe ist in den weitaus meisten Fällen allothigen, stellt also nichts weiter als Abkömmlinge der eingeschlossenen Scholle dar. Einige Körner zeigen eigenthümliche, auf eine Abschmelzung hindeutende Formen, andere gewähren einen Anblick, als seien sie ineinander geschweisst (Taf. IV, Fig. 13). Halten wir an der bereits früher entwickelten Einschmelzungshypothese fest, so erklärt sich auch eine als zwischengeklemmt erscheinende Quarzsubstanz. Endlich konnten auch, wenn auch selten, hexagonal begrenzte Quarze aufgefunden werden, die bei gekreuzten Nicols jene eigenthümliche optische Beschaffenheit zeigen, welche bei Fig. 7—9 bereits erwähnt wurde, und die von Nadeln durchspickt sind. Schliesslich sei noch erwähnt, dass sich im Salband um die Plagioklaseinsprenglinge die Eisenerzglobulite allmählig bedeutend anhäufen, so dass erstere eine tiefschwarze Umrahmung erhalten, die in recht schöner Weise mit der frischen glasglänzenden Feldspathsubstanz contrastirt, und dass Plagioklase und Augite sich gern zusammenscharen, der Olivin dagegen selbständiger aufzutreten scheint. Die Contactgrenze selbst zeichnet sich wiederum durch besonderen Reichthum an jenen kleinsten Eisenerzkörnchen aus. Es erübrigt noch die Anwesenheit einer

exogenen Contactmetamorphose

in diesen Einschlüssen zu discutiren. Letztere bestehen aus einem feinkörnigen Sandstein, dessen Quarze unverändert zu sein scheinen und in unmittelbarster Nähe des Eruptivgesteins Flüssigkeitseinschlüsse mit lebhaft beweglicher Libelle führen. Eine Durchtränkung mit einem chloritischen Mineral und Calcit ist wohl dem Einflusse des Diabases zuzuschreiben, eine weitere Deutung indessen zu gewagt. Feldspath fehlt vollständig. Durch Behandlung des fein zerstossenen Sandsteins zweier solcher Einschlüsse mit Flusssäure

konnten neben einer Unmasse von Zirkonen, die bald abgerundete Körner, bald modellscharfe flächenreiche Krystalle bilden, auch Rutile isolirt werden, die fast nie hell durchsichtig, meist nur wenig braun durchscheinend sind und im auffallenden Lichte gelblichbraun erscheinen.

Stewartfield bei Broxburn.

16 Kilometer westlich von Edinburgh.

Das Gestein aus der Mitte des Diabaskörpers dieser Localität zeigt, ganz analog den beiden bisher geschilderten Fällen, grobkörnige Ausbildungsweise und granitische Structur. Der Augit ist vor dem Plagioklas zur Ausscheidung gekommen und tritt daher in wohlbegrenzten Krystallen auf. Dieselben sind nie verzwillingt, wohl aber lassen sie sehr häufig, oft bereits im gewöhnlichen Licht, einen sanduhrförmigen Aufbau erkennen. Der feldspathige Gemengtheil, in grossen Partien zwischengeklemmt, weist seltener viele und sehr feine, meist vielmehr wenige, aber breite Zwillingslamellen auf und ist häufig vollständig unverzwillingt anzutreffen. Auch hier ist die Annahme der Existenz von Orthoklas aus den früher entwickelten Gründen ungerechtfertigt. Auffallend ist der grosse Reichthum an braunem Biotit und Pseudomorphosen von faserigem Serpentin nach Olivin. Der Glimmer, für dessen primäre Entstehung am besten die nach der Contactgrenze zu beobachtende Grössenabnahme seiner Krystalle bürgt, associirt sich gern mit dem Titaneisen. Als secundäre Minerale sind noch Analcim, bei weiter vorgeschrittener Zersetzung grosse Mengen von Kalkspath, und als Derivate des Augits Chlorit mit jenen braunen, im reflectirten Licht trübgrauen Körnchen zu erwähnen.

Nach dem Contact zu wird der Diabas feinkörniger und durch grössere Olivin-, Augit- (?) und leistenförmige Feldspatheinsprenglinge zu echtem Diabasporphyr. Olivine und Augite sind vollständig zersetzt. Es stellt sich Pyrit ein. Am Contact selbst wird die Grundmasse zu einem bräunlichen Glase, das durch feinste Körnchen, die sich oft zu Häufchen aggregiren, theilweise entglast ist. Auch hier scheint eine Anreicherung an Eisenerz stattgefunden zu haben.

Wie noch ermittelt wurde, beträgt

das spec. Gew. des Diabases $3^1/_2$ Centim. v. C. 2·7445, best. bei 19·5° C.

" " " " " $2^1/_2$ " " " 2·7473, " " " "

" " " " " $1^1/_2$ " " " 2·7538, " " " "

" " " " " $^1/_2$ " " " 2·6074[1]), " " " "

und der Kieselsäuregehalt des Diabases

aus dem Centrum: 44·7 Procent (wenig zersetzt),

resp. 39·5 " (sehr zersetzt)

3·5 Centimeter v. C. 47·9 "

2·5 " " " 50·63 "

$1^1/_4$ " " " 45·3 "

Die Contactfläche, die parallel der Schichtung verläuft, ist ausserordentlich glatt. Eine

exogene Contactmetamorphose

äussert sich lediglich darin, dass der durch kohlige Bestandtheile schwarze Thonschiefer an den unmittelbaren Berührungsflächen eine Anhäufung organischer Substanz durch ein tieferes Schwarz erkennen lässt. Diese Erscheinung wiederholt sich bei kleinen im Diabas eingeschlossenen Splittern, die allseitig opak umrandet sind und sich nach innen zu etwas aufhellen, und sie wird gerade hierdurch erst als die Folge einer kaustischen Einwirkung des Eruptivgesteins gekennzeichnet. Mikroskopische organische Reste (Taf. IV, Fig. 14), an denen der Thonschiefer reich ist, und die wohl am ehesten mit Fusulinen identificirbar sind, beweisen durch die gute Erhaltung ihrer Form am directen Contact die vollständige Abwesenheit einer mechanischen Metamorphose des Sedimentgesteins.

Head of Pier-Aberdour in Fife.

Von dieser Fundstätte liegt zunächst ein Diabas vor, dessen Feldspath nur zu kleiner und bereits typisch leistenförmiger Ausbildung gekommen, und der seiner Structur nach durchaus mit einem Anamesit vergleichbar ist. Nach Analogie der vorigen Fälle ist demnach vermuthlich diesem Handstück eine grössere Contactnähe eigen, oder

[1]) Anmerkung. Die zu dieser Bestimmung verwandten Gesteinsstückchen führten jedenfalls Einschlüsse des kohligen Thonschiefers, und wohl hauptsächlich hierdurch wurde das specifische Gewicht so heruntergedrückt.

die Mächtigkeit des Intrusivlagers eine geringere, und in der That stammt dieser Diabas nur aus einer Entfernung von circa $1^1/_2$ Meter von der Grenze mit dem Nebengestein. Es offenbart sich uns dieses auch in einem zweiten Umstande. — Der Augit, nur selten in vollendeten Krystallformen, meist vielmehr kornartig ausgebildet, ist nicht durchaus unverzwillingt, in seinen grösseren Exemplaren findet man vielmehr auch einfache Zwillinge. In Zahlen konnte hierfür das Verhältnis von 16 : 3 festgestellt werden. Sonst zeichnet er sich durch schöne Zonalstructur aus, die meist die Krystalle fein liniirt erscheinen lässt. Sanduhrförmig aufgebaute Individuen sind sehr verbreitet; eines derselben ist insofern besonderer Erwähnung werth, als nur seine äussere Hohlform, nicht aber die innere Ausfüllung jene fein zonale Zeichnung zur Schau trägt. Olivin in Pseudomorphosen von chloritischem Mineral und primärer Biotit sind ungemein häufig. Titaneisen, Apatit und secundärer Analcim sind vorhanden, bedürfen aber keiner weiteren Beschreibung.

Das gegen einen thonigen Sandstein das Salband bildende Gestein zeichnet sich durch eine grosse Spröde aus. Es ist sehr zersetzt, so dass ausser der Structurveränderung nur noch Weniges zu studiren bleibt. — Einige wenige Centimeter v. C. noch entfernt, ist das Gestein wieder mikroporphyrisch struirt. In der Grundmasse sind kleine Biotitblättchen reichlich vorhanden, das Eisenerz folgt (drei Centimeter v. C.) seiner Neigung zur skeletartigen Formbildung, während eine grosse Zahl wohl contourirter Olivine, vielleicht auch einige Augite, die grösseren Einsprenglinge bilden. Erstere sind bereits meistentheils in Kalkspath umgewandelt, der wieder seinerseits erst an die Stelle des chloritischen Umwandlungsproductes getreten ist. Diese Calcitisirung geht von aussen nach innen vor sich und macht durch ihr Auftreten den inneren Aufbau vielleicht oft noch besser kenntlich als zuvor. Wenigstens spricht hierfür ein Durchschnitt (Taf. IV, Fig. 15), der in einem Olivinkrystall einen chloritischen Doppelkern von der Form des Wirths erkennen lässt. Wie die Grundmasse sich am unmittelbaren Contacte verhält, ist unter dem Mikroskope schwer zu ersehen. Nur aus dem Auftreten von Häufchen kleinster Körnchen und einer Art von Krystallisationshöfen kann man schliessen, dass dieselbe glasig erstarrte. Besonders hervorzuheben ist aber der ausserordentliche Reichthum dieser äussersten Diabaszone an Olivindurchschnitten.

Eine

exogene Contactmetamorphose

des Sedimentgesteins, eines feinkörnigen, wenig Zwischenmasse führenden Sandsteins, ist nicht zu constatiren.

Hawk Crag bei Aberdour.

Nur der Kern dieses circa 30 Meter mächtigen Diabaslagerganges ist der Zersetzung noch nicht vollständig anheimgefallen. Das diesem angehörende Gestein besitzt einen meist dick leistenförmig entwickelten, wenig verzwillingten, um so häufiger jene isomorphe Schichtung aufweisenden Plagioklas von noch fast vollständiger Frische und diesem zwischengeklemmt eine chloritische Substanz, die jene (pag. 153) kleinen braunen Körnchen in grosser Anzahl beherbergt. Das Titaneisen bildet grosse Lappen oder kleinere Krystalle; im auffallenden Lichte treten die unter 60° sich schneidenden Leisten unzersetzter Titaneisensubstanz aus der Leukoxenkruste in prachtvoller Weise hervor. — Die einstmalige Existenz von Olivin scheint gemäss zweier Beobachtungen wahrscheinlich zu sein.

Grösser ist die Zersetzung am Salband. Das häufigste Zersetzungsproduct ist der Calcit, welcher unter fast gänzlicher Verwischung der ursprünglichen Structurform an die Stelle der primären Minerale getreten ist. Nur Olivinpseudomorphosen sind am Contact noch eruirbar, und zwar sowohl in grosser Anzahl als auch in ausgezeichneter Grösse (bis 4 Millimeter) und unversehrter Erhaltung der Krystallform und der maschenartigen Kluftflächen. — Folgende Werthe wurden ermittelt:

Diabas	SiO_2	Diabas	Spec. Gew.
4 Centimeter v. C.	29·79%		
2 „ „ „	32·25%	$3^1/_2$ Centimeter v. C.	2·8112
$1^3/_4$ „ „ „	32·60%	$2^1/_2$ „ „ „	2·8078
$1^1/_4$ „ „ „	38·53%	$1^1/_4$ „ „ „	2·8025
$^3/_4$—1 „ „ „	38·42%		
$^1/_2$ „ „ „	45·17%		

Bei der Interpretation dieser Resultate ist ganz besondere Rücksicht auf das, wie erwähnt, weit vorgeschrittene Stadium der Zersetzung des Gesteins zu nehmen. Die Zunahme des Kieselsäuregehalts ist für so kurze Distanzdifferenzen eine ganz auffällige. Indess wäre

es leicht möglich, dass der $^1/_2$ Centimeter v. C. stammende Diabas trotz aller bei der Auslese angewandten Vorsicht etwas Nebengestein eingeschlossen enthalten hat.

Der von diesem Diabas im Liegenden überlagerte Sandstein lässt eine

exogene Contactmetamorphose

nicht erkennen. Neben zahlreichen Zirkonen, Pyrit, Rutilen wurden kleine, braune, durchsichtige, quadratische Durchschnitte häufig beobachtet, die ich für Spinelle halten zu müssen glaubte. Nach der von Kalkowsky[1]) angewandten Methode versuchte ich dieselben durch Zusammenschmelzen mit kohlensaurem Kali-Natron zu isoliren; der Versuch war indessen ohne Erfolg. Wohl aber waren diese Körperchen mit Flusssäure isolirbar, ihre Krystallform scheint, wie sich nun ergab, eine würfelähnliche zu sein. Endlich fanden sich Krystalle, die ich ihrer Form nach mit Anatas identificiren möchte.

Colinswell.

(1·6 Kilometer westlich von Burntisland.)

In einem ungefähr 10 Meter mächtigen und durchaus massiven Intrusivlager tritt hier ein Gestein auf, welches, ebenso wie jenes von Hawk Crag, allen den Anforderungen entspricht, die wir an einen nicht zu verkennenden Diabas stellen.

Der Plagioklas bildet breite Leisten, die nur selten feine Zwillingsstreifen, sehr schön aber isomorphe Schichtung aufweisen. Der xenomorphe Augit ist vollständig in ein chloritisches Mineral umgewandelt, das jene braunen, im abgeblendeten Licht grauweiss erscheinenden Körnchen in besonders schöner Ausbildung führt. Von letzteren kamen Exemplare zur Beobachtung, die ich ohne weiteres für Rutilkörner zu halten geneigt war. Bei der Häufigkeit und weiten Verbreitung dieser Körnchen — man findet sie z. B. auch im Variolit von Weidesgrün bei Selbitz, Durance, Turin und im chloritischen Minerale der meisten Diabase — lag es nahe, die Natur derselben kennen lernen zu wollen. Da schon Cohen[2]) auf ihre Aehnlichkeit mit

[1]) Kalkowsky, Ueber den Hercynit im sächs. Granulit. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1881, pag. 535.

[2]) Leppla, Der Remigiusberg bei Cusel. Neues Jahrb. f. Min. 1882, II, pag. 117.

Rutil hingewiesen, und Müller[1]) im Viridit ostthüringscher Diabase deutlich Rutilkrystalle beobachtet hat, für deren Entstehungsweise ihm nähere Anhaltspunkte fehlen, niemand aber dieselben leibhaftig ausgesondert hat, so behandelte ich unter Anwendung aller Vorsichtsmassregeln das zerstossene Gestein zunächst mit verdünnter Salzsäure, um den Kalkspath zu entfernen, hierauf wiederholt mit kalter Flusssäure. Hierbei gingen aber jene Körnchen sämmtlich mit in Lösung, womit bewiesen ist, dass wir es hier trotz der Aehnlichkeit des äusseren Ansehens nicht mit Rutil zu thun haben. Eine Isolation dieser Körnchen auf anderem Wege scheint unmöglich. Ich versuchte deshalb der Frage auf indirecte Weise näher zu treten. In den fettglänzenden, die Kugeln (Absonderungserscheinung) des Diabases, der im Dorfe Seiffersdorf (Section Langhennersdorf[2]) ansteht, umgebenden Schalen gewahrt man bei mikroskopischer Untersuchung meist reihenweise angeordnete, offenbar secundäre, runde braune Körner, die auf polarisirtes Licht nicht einwirken, im abgeblendeten Lichte trübweiss erscheinen. Sie haben mit den hier im chloritischen Minerale beobachteten Körnern die grösste Aehnlichkeit und scheinen mit diesen sogar identisch zu sein. Da in dem Seiffersdorfer Vorkommnis diese runden Körner besonders zahlreich und gross (Durchmesser circa 0·1 Millimeter) vorhanden sind, ward eine Isolation derselben versucht. Diese gelang in der Weise, dass das Gesteinspulver, mit verdünnter Salzsäure ausgezogen und getrocknet, hierauf in concentrirte Thoulet'sche Lösung eingetragen und das nach öfterem Umrühren gefällte schwerste Pulver abgelassen wurde. Durch weiteres Stehenlassen der concentrirten Lösung verdünnte sich dieselbe, dank ihres geringen hygroskopischen Verhaltens, um ein Minimum, wodurch ein Pulver fiel, in dem die gewünschten Körnchen reichlichst vorhanden waren. Durch Wiederholung dieses Verfahrens erhielt ich schliesslich eine Substanzmenge, die ich bis auf etwas damit verwachsenen Pyrit für rein erachtete. Das Pulver dieser isolirten Körnchen schmolz bei Weissgluth und ertheilte dem Platinlöffel dann ein intensiv grünes Licht. In verdünnter Schwefelsäure war es unlöslich, in concentrirter wurde es jedoch zersetzt.

[1]) C. A. Müller, Die Diabase a. d. Liegenden des ostthüring. Unterdevons. Inaug.-Diss. Gera 1884, pag. 17.

[2]) Erläuterungen zur geol. Spec.-Karte des Königreichs Sachsen. Section Frankenberg-Hainichen, pag. 17.

Bei nur einstündiger Behandlung zeigte es sich, dass die Körner vom Rand aus angegriffen, d. h. entfärbt werden und eine nicht einheitlich polarisirende Substanz zurückbleibt. Die Analyse ergab:

41·22	Procent	SiO_2
19·37	„	TiO_2 [1])
9·33	„	Al_2O_3
6·57	„	Fe_2O_3
16·44	„	CaO
1·09	„	S
Spur		MgO
3·75	„	Glühverlust
Summa: 97·77	Procent	
Rest =	Alkalien	
1·44	Procent	hygrosk. Wasser.

Berücksichtigt man den hohen Gehalt an Titansäure und Kalk, so resultirt eine gewisse Berechtigung, die Anwesenheit von Titanitsubstanz anzunehmen, worauf bereits viele der geschilderten chemischen und physikalischen Reactionen hindeuten mussten. Welche Rolle diejenigen chemischen Verbindungen (exclusive Pyritsubstanz) spielen, welche die vorstehende Analyse von der Zusammensetzung des Titanits unterscheiden, konnte vorderhand nicht entschieden werden, da eine Wiederholung der Analyse, resp. Partialanalysen noch nicht wieder vorgenommen werden konnte. Es wird hierdurch vorläufig nur gezeigt, dass jenen Körnern des Seiffersdorfer Diabases ein bedeutender TiO_2-Gehalt eigen ist, und dieser Umstand macht es höchst wahrscheinlich, dass auch in den Körnchen, die so häufig in dem chloritischen Minerale von Diabasgesteinen auftreten, ebenfalls ein titanitartiges Mineral vorliegt. Zu ähnlichem Schlusse kam bereits Schenk [2]), während andererseits [3]) auch versucht worden ist, die Körnchen dem Epidot zuzuweisen.

---

[1]) **Anmerkung.** Die Titansäure wurde durch Kochen der mit schwefliger Säure reducirten schwefelsauren Lösung im Kohlensäurestrom gefällt.

[2]) Ad. Schenk, Die Diabase des oberen Ruhrthales und ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Verhandlg. d. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1884, pag. 24.

[3]) Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete d. schles.-mähr. Kreideform. Diese Mittheilungen. 1885, VII, pag. 22.

Neben dem chloritischen Minerale kommt auch ein feldspathiges zwischengeklemmt vor. Dasselbe erweist sich bei gekreuzten Nicols durch das Vorhandensein grosser Differenzen in der Auslöschungsschiefe verschiedener Zonen ebenfalls als Plagioklas. Das Titaneisen ist reichlich in grossen Lappen vorhanden, zum Theil titanitisirt. Der Apatit bildet kleine Nadeln. Winzige Biotitblättchen sind wohl als secundäre Gebilde zu betrachten. Olivin ist auf den ersten Blick durchaus nicht zu entdecken. Bei genauerem Studium indessen erkennt man, dass er in grossen Krystallen vorhanden gewesen ist, und dass seine Pseudomorphosen leicht mit Infiltrationsproducten verwechselt werden konnten. Betrachtet man aber die meist welligen Umrisse jener Pseudodrusenräume in ihren Hauptzügen, so findet man bald die Olivinumrisse heraus, und diese, im Verein mit meist noch angedeuteten Klüften parallel der Basis und oft das Innere noch einnehmenden Serpentinresten, lassen uns die frühere Existenz von Olivinkrystallen nicht verkennen. Die Contouren sind nur durch die abermalige, auf wässerigem Wege erfolgte Umbildung der Serpentinpseudomorphosen bis fast zur Unkenntlichkeit verwischt. An die Stelle des Serpentins ist ausser Calcit Chalcedon getreten, der den Serpentinkern umgibt und in sehr kleinen, schnurartig aneinandergereihten Kügelchen auftritt, die, herausgelöst und mit Säuren von den secundären chloritischen Ansiedlern befreit und aufgehellt, schön das Interferenzphänomen der Sphärolithe ergeben.

Im Contact mit dem Liegenden nimmt der Diabas ein ganz anderes Aeussere an, indem er hier als „white trap“ auftritt, eine Masse, die eher einem thonigen Kalkstein gleicht, als dass man die geringste Verwandtschaft mit einem Diabas vermuthen möchte. So klar es zunächst ist, dass dieser weisse Trapp, dem wir in der Folge stets begegnen werden, ein Zersetzungsstadium des Diabases repräsentirt, so schwierig ist es, die Bedingungen seines Auftretens zu erkennen. Hierzu müssen an Ort und Stelle angestellte Untersuchungen als unentbehrlich erscheinen, und ich kann folglich die „white traps“ lediglich petrographisch behandeln. Da in all den folgenden Fällen nur der „white trap“ mir im Handstück vorliegt, ohne dass ein Gestein beigegeben ist, welches, wie dieser Trapp nicht nur allein secundäre Minerale enthält, sondern auch primäre, welches also noch nicht durchaus zersetzt ist, so sei es nochmals betont, dass hier ein echter Olivindiabas das Centrum desselben Gesteinskörpers

bildet, dessen liegendes Salband durch den jetzt zu schildernden weissen Trapp dargestellt wird. Trotz des vollständigen Fehlens jedweder primärer Substanz erweist sich der weisse Trapp durch die Structur unter dem Mikroskope als ein Abkömmling eines Diabases. Die Structur ist porphyrisch. Die Einsprenglinge, die bereits makroskopisch als kleine braune Knötchen wahrnehmbar und so zahlreich vorhanden sind, dass der weisse Trapp braun getüpfelt erscheint, entpuppen sich als Pseudomorphosen von Calcit nach Olivin, ihre braune Farbe rührt von einem oberflächlichen Ueberzug und auf den zellenartig durchsetzenden Klüften erfolgten Ansiedlungen von Eisenhydroxyd her. Die Grundmasse bleibt bei schwacher Vergrösserung zwischen gekreuzten Nicols bis auf einige wenige doppelbrechende feinkrystalline Blättchen dunkel. In ihr sind deutlich leistenförmige Durchschnitte vorhanden, welche die Grundmasse ophitisch struirt erscheinen lassen. Sie gehören offenbar dem Plagioklas an, bestehen jetzt aber aus jener vollkommen farblosen anscheinend isotropen Masse. Diese letztere erweist sich indessen bei stärkerer, etwa 350facher Vergrösserung als anisotrop, als ein feinstkrystallinisches Aggregat doppeltbrechender Blättchen. Welche mineralogische Substanz sie repräsentirt, konnte erst an einem später (pag. 190 etc.) zu schildernden Vorkommnis erörtert werden.

In der sich zwischen diese Feldspathleisten drängenden Zwischenmasse treten massenhaft vorhandene kleinste Körnchen hervor, die dem ganzen Gesteine im reflectirten Lichte ein trübes Grau verleihen. In ihnen möchte ich jene braunen Körnchen wiedererkennen, die so häufig dem chloritischen Mineral eigenthümlich waren, umsomehr, als sie nur in der Zwischenklemmungsmasse, nicht aber in den Plagioklasleisten auftreten.

Zwischen diesem Trapp und dem Sedimentgestein tritt nun eine Gangbreccienbildung auf, welche im Schliff ein überaus prachtvolles Bild gewährt (Taf. IV, Fig. 16). Dieselbe ist secundären Ursprungs und stellt die Ausfüllung einer an der Contactgrenze entstandenen Spalte mit eckigen Bruchstücken des Sedimentgesteins und des Nebengesteins und deren schliessliche Verkittung mittelst Calcitsubstanz dar. Hier und da setzt noch eine Ader von Orthoklas hindurch. Die White-trap-Breccie trägt die Herkunft ihrer Stücke vom unmittelbaren Contact deutlich zur Schau, indem scharf contourirte, aber zersetzte Feldspathkrystalle in ihrer nächsten Umgebung jene erwähnte Anhäufung

von Globuliten aufweisen und die ganze übrige Zwischenmasse ihre einstmalige Glasnatur nicht verleugnet. — Besonders interessant sind aber die Bruchstücke des kohligen Thonschiefers. Scheint letzterer tiefschwarze Farbe zu besitzen, so wird dieselbe im Dünnschliff doch zu einem Braunschwarz. Theils einseitig, theils auch allseitig geht nun in den Durchschnitten der Bruchstücke dieses gewissermassen hellere Schwarz nach der Aussengrenze zu in ein tiefdunkles über, und nur bisweilen ist ein solcher Wechsel des Teints nicht zu constatiren. Unwillkürlich wird man an Wichmann's[1]) Puddingsteine erinnert und dadurch geneigt, auch diese Erscheinung auf eine secundäre, auf wässerigem Wege erfolgte Imbibition organischer Substanz zurückzuführen. Durch Glühen des Schliffs kann man sich nun allerdings überzeugen, dass auch in dem vorliegenden Falle die dunklere Umrandung auf einer Anreicherung an organischer Substanz beruht, auffallend ist es aber dann, dass nur einige der Bruchstücke allseitig, andere durchaus gar nicht eine Imbibition erfahren haben, dass ferner eine solche parallel und senkrecht zur Schichtung in gleicher Weise stattgefunden hat. Es wird daher wohl eine andere Erklärungsweise nöthig, und ist diese Anhäufung organischer Substanz nach Analogie der bereits geschilderten Fälle, wie sehr naheliegend, als

exogene Contactmetamorphose

aufzufassen. Der Diabas vertrieb aus den Thonschieferbruchstücken, die er einschloss, allen organischen Stoff, indem er ihn jedenfalls theils verbrannte, theils als solchen zurückdrängte, und dieser letztere drang in den Thonschiefer am Contact ein. Durch die Injection des Diabases wurde natürlich der Thonschiefer bedeutend erhitzt und hierdurch rissig, kleine Splitter sprangen ab, und diese imbibirten natürlich allseitig jene pigmentirende Substanz. Die einseitig geänderte Thonschieferbreccie hat sich dagegen erst später bei oder nach erfolgter Abkühlung an der Contactgrenze losgelöst. Dass ein solcher verjagbarer organischer Stoff in dem Sedimentgestein vorhanden ist, wurde auch hier dadurch bewiesen, dass mit Aether ein beim Erhitzen „kletternder" Stoff extrahirt werden konnte. Dass ferner auch Thonschiefer eingeschlossen und aus diesem die organische Substanz vertrieben wurde, wird durch Folgendes klar.

---

[1]) Arth. Wichmann, Ueber Puddingstein. Neues Jahrb. f. Min. 1876. pag. 908.

Es liegt ausser den bereits geschilderten Gesteinsstücken noch ein grosser Einschluss eines sehr feinschichtigen und calcitreichen (27 Procent $CaCO_3$) Thonschiefers vor, der durchaus den Eindruck der Brennung an sich trägt. Er ist fein weiss bis rostbraun gebändert und scheint mit dem schwarzen, kohlenschieferartigen, liegenden Sedimentgestein nichts gemein zu haben. Behandelt man nun aber einen Schliff dieses Einschlussgesteins mit concentrirter Salzsäure, um das allen Einblick verhindernde Eisenhydroxyd zu entfernen, und glüht man andererseits einen solchen des als Liegendes anstehenden Gesteins, so resultiren zwei Präparate, die durchaus identificirbar sind, die beide einen echten Thonschiefer mit denselben körnchenartigen Einlagerungen darstellen. Letztere vertreten die sonst typischen Thonschiefernädelchen und unterscheiden sich von diesen eigenthümlicher Weise durch die Form ihrer Ausbildung. Ob diese Stellvertretung der Nädelchen durch Körnchen auf der Wirkung einer Contactmetamorphose beruht, war leider aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht zu entscheiden. Es ist dies aber nicht so ganz unwahrscheinlich, da Schenk[1]) ja sogar ein vollständiges Verschwinden der Rutilnädelchen des Lenneschiefers im Diabascontact constatirte und dabei an eine mechanische Zerkleinerung dachte. Soviel aber geht hieraus sicher hervor, dass Stücke des liegenden kohligen Thonschiefers eingeschlossen und gebrannt, organische Stoffe nach dem Sedimentgestein zurückgedrängt wurden.

Küste westlich von St. Monans Church.

Von dieser Localität liegt mir ein Contactstück eines „white trap" mit schwarzem, kohligem Thonschiefer vor. Der weisse Trapp stimmt mit der vorstehend gegebenen Schilderung im wesentlichen überein; nur ist er weniger reich an porphyrisch ausgeschiedenen Olivinen und weist massenhafte Blasenräume auf, die meist von Calcit ausgefüllt und von einem braunen Eisencarbonatwulst eingefasst sind. Trotzdem das Gestein, das nach alledem, was noch erkennbar ist, ebenso zu den Diabasen zu stellen ist, bereits auf dem Zersetzungsstadium eines „white trap" angelangt ist, ist am Contact mit dem Sedimentgestein echtes, als 1 Millimeter mächtige chocolatenbraune

[1]) Schenk, Die Diabase des oberen Ruhrthals etc. Verh. d. naturh. Ver. d. Pr. Rhl. u. Westph. 1884, pag. 69.

Schicht erscheinendes Glas vorhanden. Auch dieses Glas ist voll von kleinsten Bläschen, durch deren längliche Form und eine der Contactfläche parallele Anordnung ihrer Längsaxe es eine Art Fluctuationsstructur erhält. Die Bläschen, die auf wässerigem Wege mit Chalcedon (?) ausgefüllt worden sind, werden so klein, dass sie im Dünnschliffe beiderseitig von den Schliffflächen unberührt bleiben. Sie erscheinen so nicht als Löcher, sondern als hellere Stellen, die leicht für primär eingelagerte farblose Körner gehalten werden können. Ferner enthält dieses isotrope Glas dunkle Globuliten in feinster, aber nicht gleichmässiger Vertheilung; dieselben aggregiren sich vielmehr gern und erscheinen dann im Glase als opake Körner, umranden auftretende rechteckige, rhombische oder sechseckige Durchschnitte oder bilden in solchen Formen, deren Wesen nicht zu ermitteln war, wohl auch ausserdem noch einen Kern, der die äussere Contour getreulich wiederholt. Es scheinen die nämlichen Gestalten zu sein, die C. A. Müller[1]) aus einer ebenso Globulite führenden Randsubstanz des Diabases aus der Gegend von Ronneburg beschreibt, und über deren Natur er auch nichts Genaues feststellen konnte. Wie dort, so ist auch hier das braune isotrope Glas der Contactzone des vorliegenden Diabases in Salzsäure unlöslich. Ausserdem liegen in diesem viele kleine oder grössere Olivine, bald skeletartig, bald vollkommen ausgebildet, oft aber zerbrochen, und Feldspathkrystalle; der Olivin sowohl als auch der Feldspath sind durchaus zersetzt, ersterer zu Chalcedon, letzterer zu Kaolin.

Exogene Contactmetamorphose.

Auf den angrenzenden kohligen Thonschiefer hat der Trapp ganz ebenso gewirkt, wie im vorigen Falle, d. h. auch hier tritt eine dunkle Umrandung des Thonschiefers nach aussen hin, oder, da hier von einer Gangbreccienbildung kaum noch die Rede ist, nach dem Diabas zu auf. Im Diabas eingeschlossene Quarzkörner klastischen Ursprungs bilden jedenfalls die nicht assimilirten, resp. nicht assimilirbaren Ueberbleibsel grösserer Einschlüsse. Endlich sei noch hervorgehoben, dass Schliffe des Thonschiefers, die durch Glühen etc. ihrer organischen Substanz beraubt und aufgehellt worden sind, keine Thonschiefernädelchen, sondern nur feinste Körnchen erkennen lassen.

---

[1]) C. A. Müller, Die Diabase a. d. Lieg. d. ostth. U.-Devons, pag. 27.

Dodhead Quarry, nordöstlich von Burntisland.

Auf einem schwarzen kohligen Thonschiefer liegt hier eine circa 1 Meter mächtige Decke eines Diabases auf, der zur Zeit bereits durchaus in „white trap“ verwandelt ist. 3 Centimeter v. C. besitzt der Trapp jene divergent-strahlig-körnige Structur, die vielen Melaphyren eigen ist, und stimmt in dieser Beziehung beispielsweise mit dem Melaphyr von Ilmenau in Thüringen vollständig überein. Ausserdem zeichnet sich dies Gestein durch seinen Reichthum an alterirten Plagioklasleisten und Olivinpseudomorphosen aus. Bis zum directen Contact bewahrt der Trapp diese Structur und scheint, da wenigstens die Feldspathleisten sowohl der Grösse, als der Menge nach keine Aenderung erleiden, bis dahin holokrystallin zu sein.

Exogene Contactmetamorphose.

Der Thonschiefer, der in seiner Hauptmasse im Schliffe bräunlich-schwarz erscheint, ist am Contact in einer dünnen (circa $1^1/_2$ Millimeter) Schicht sandsteinartig und besteht hier aus grossen runden Quarzen und höchst vereinzelten runden Plagioklaskörnern, zwischen welche sich Calcit und tiefschwarze Thonschiefersubstanz in nur spärlicher Menge als Zwischensubstanz einschiebt. Hierauf folgt eine circa 2 Millimeter dicke tiefschwarze, also an organischen Stoffen sehr reiche Thonschieferschicht, in der noch vereinzelt Quarzkörner auftreten. Ist es eigenthümlich, dass gerade lediglich am Contact der Thonschiefer plötzlich eine so dünne sandsteinartige Schicht darstellt, dass auf diese eine ebenso dünne tiefschwarze Schicht folgt, so weisen andererseits wieder die Einlagerung von nicht entfärbten Partien in unmittelbarer Nähe des Eruptivgesteins, ferner dicht am Rande secantenartig hinziehende Flüssigkeitseinschlussreihen in den Quarzen der sandsteinartigen Schicht und aus vielen runden, optisch verschieden orientirten Körnern sich zusammensetzende grössere und ebenso abgerundete Quarze darauf hin, dass nur ein Zufall den Diabas gerade mit diesem Gliede der sedimentären Schichtreihe in Verbindung gebracht hat. Trotzdem sei hier an die Beobachtung Schenk's[1]) erinnert, wonach sich von dem Lenneschiefer der aus diesem durch Contactmetamorphose (Diabas) hervorgegangene Hornschiefer dadurch unterscheidet, dass in letzterem grosse Quarz- und Plagioklaskörner sich befinden. Diesen

[1]) Schenk, Die Diabase des oberen Ruhrthals etc., pag. 70.

Quarz sowohl, „der allerdings auch schon im Lenneschiefer vorhanden ist, in dem Hornschiefer in viel grösseren Körnern vorkommt, die vielfach aus mehreren, unregelmässig sich begrenzenden, optisch verschieden orientirten Individuen zusammengesetzt erscheinen", und die ebenso runden Plagioklaskörner erklärt er für Neubildungen.

Kilmundy Quarry, nordwestlich von Burntisland.

Nur wenig Neues ist der vorigen Schilderung, die auf dieses Vorkommnis volle Anwendung finden kann, wo der „white trap" dieselbe Mächtigkeit von circa 1 Meter besitzt, hinzuzufügen. Es konnten hier $1^1/_2$ Centimeter v. C. im Diabas theils schwarze, theils entfärbte Thonschieferreste nachgewiesen werden, die durch ihr schlierenartiges Auftreten darauf hindeuten, dass sie einer allmähligen Auflösung unterworfen waren. Ein solcher Einschluss zeigt auch jene schwarze Umrandung recht schön, und in diesem kommt sogar ein Exemplar der erwähnten, wahrscheinlich mit Fusulina identificirbaren Organismen ebenso wohlerhalten, wie in dem übrigen Schiefer vor. Am Contact erscheinen in der Zwischenklemmungsmasse des ophitisch struirten Diabases dunkle nadelartige Gebilde, die erst nach Behandlung des Dünnschliffs mit Säuren deutlicher hervortreten und sich als skeletbildende Eisenerzbalken herausstellen. Zu einer Glasbildung in unmittelbarer Berührung mit dem Sedimentgestein ist es hier in ganz geringem Masse gekommen; amorph erstarrtes Magma ist so nur in der auch nicht zu besonders grosser Entwicklung gelangten Gangbreccienbildung zu entdecken. Was diese letztere anbetrifft, so gehen noch Quarzkörner, bisweilen auch Feldspathkörner in sie ein, mit deren Natur es jedenfalls ganz dieselbe zweifelhafte Bewandtnis hat, wie mit der jener sandsteinartigen Contactzone des Thonschiefers von Dodhead Quarry. Der Calcit, der das Bindemittel bildet, ist stark verzwillingt und die einzelnen Lamellen sind oft wellig gebogen. Durch Auslaugung ist er bisweilen fein durchlöchert. Anfangs ist man geneigt, diese Löcher für Einlagerungen zu halten; als aber ein solches von der Gestalt einer Hohlform zur Beobachtung kam (Taf. IV, Fig. 17), in dem also noch ein Calcitkern frei beweglich vorhanden war, und ein Vergleich der Richtung der Zwillingslamellirung einerseits in diesem Kern und andererseits in dem umgebenden Calcit offenbarte, dass dieser Kern-

körper eine Drehung erlitten hat, konnte ihre Natur nicht mehr zweifelhaft sein.

Der Thonschiefer zeigt als die einzige Wirkung einer

exogenen Contactmetamorphose

die bekannte Anhäufung von organischer Substanz an den Begrenzungsflächen.

Sunnybank Quarry bei Inverkeithing in Fife.

Der „white trap" dieser Localität besitzt ebenso im allgemeinen ophitische Structur. Am Contact mit einem Kohlengestein macht diese indessen einer porphyrischen Platz, indem eine feingekörnelte Grundmasse, über die sich bei ihrer vorgeschrittenen Zersetzung nichts weiter sagen lässt, gegen relativ wenig grössere Einsprenglinge zurücktritt, deren Durchschnitte meist Feldspathleisten, daneben auch Olivine und Augite erkennen lassen. Um so reicher ist aber der Trapp an Blasenräumen, deren Ausfüllung meist aus Calcit besteht. Dieselben beherbergen in ihrem Innern oft ein Bruchstückchen des Kohlengesteins, und es ergibt sich offenbar hieraus, dass sie dem letzteren ihren Ursprung verdanken (Taf. IV, Fig. 18). Die Kohle wurde sowohl im Anstehenden als in den losgelösten Bruchstücken, die wir hier in einer mikroskopischen Reibungsbreccie wieder erkennen, einer Hitzewirkung ausgesetzt und so zu einer Gasentwicklung gezwungen; das Gas suchte nach Auswegen, trieb die Kohle blasig auf und drang in das nächstliegende Diabasmagma ein. Kleine Einschlüsse der Kohle bewirkten natürlich ihrerseits dasselbe und umgaben sich infolge dessen mit einem Gasbläschen, das nach der Festwerdung des Eruptivgesteins mit Calcit ausgefüllt wurde und nun als Mandel erscheint. Die

exogene Contactmetamorphose

äussert sich demnach in einer sehr blasigen Beschaffenheit der Kohle. Späteren Datums ist die Ausfüllung aller leeren Räume mit Calcit. Reichlich vorhanden ist ferner in Salzsäure unlösliches Eisensulfid: Pyrit, und in den Zwischenräumen finden sich schön concentrisch-schalige Chalcedonkügelchen vor. Es hat also eine Durchtränkung von Calcit sowohl als auch von Kieselsäure stattgefunden; auf letztere weisen auch haarscharfe sechsseitige Durchschnitte von Quarzkrystallen hin, deren oft zwei in einem Blasenraum sitzen.

Newhalls bei Queensferry.

Ein nur 0·6 Meter mächtiges Lager von „white trap“ ruht hier auf einem schwarzen kohligen Thonschiefer, während das Hangende von einem Sandstein gebildet wird. Dieses zersetzte Diabasgestein enthält in seinen centralen Partien grössere Einsprenglinge in meist abgerundeter oder scheinbar corrodirter Kornform. Dieselben treten bedeutend deutlicher bei Färbung des Schliffes z. B. mittelst Methylvioletts hervor; es bleibt indessen unentscheidbar, ob sie dem Augit oder dem Olivin zuzuweisen sind. Beachtenswerth ist die Beobachtung, dass in der Umgebung grösserer derartiger Krystallkörner das ebenfalls zersetzte, im reflectirten Lichte trübgrau erscheinende Eisenerz Vorliebe für gestrickte Formen an den Tag legt. Ausserdem treten noch hier und da grössere, ebenfalls vollständig umgewandelte Feldspathleisten auf. Da mir von diesen „white trap“ ein grösseres durch und durch gleichmässig beschaffenes Handstück zur Verfügung stand, so unterwarf ich denselben, um einen Einblick in seine Zusammensetzung und namentlich in das Wesen jener scheinbar isotropen und erst bei stärkerer Vergrösserung fein krystallinisch erscheinenden Grundsubstanz zu gewinnen, einer Analyse. Das Gestein besteht, wie diese ergab, aus:

SiO_2	36·8	Procent
TiO_2	2·6	„ [1]
CO_2	11·9	„
P_2O_5	0·75	„
Al_2O_3	22·95	„
FeO	4·08	„
MgO	2·85	„
CaO	9·73	„
MnO	Spuren	
K_2O	1·1	„
Na_2O	0·5	„
H_2O	7·7	„
	100·96	Procent
	1·44	„ hygrosk. Wasser.

Ferner wurde noch der durch heisse Essigsäure extrahirbare Kalk quantitativ bestimmt und es ergab sich dessen Menge zu 8·74 Procent; daneben waren im Essigsäurefiltrat Eisen und Magnesia

[1]) Siehe Anmerkung auf pag. 181.

nachweisbar. Mit Salzsäure gingen 9·7 Procent Kalk, d. h. seine Gesammtmenge in Lösung. Die 8·74 Procent CaO sind, da in Essigsäure löslich, als Carbonat vorhanden; sie binden 6·86 Procent CO_2. An letztere ist wohl auch die gesammte Magnesia gebunden. Es sind 2·85 Procent MgO äquivalent 3·14 Procent CO_2. Es restiren somit noch 1·9 Procent CO_2, die 3·1 Procent FeO zu binden im Stande sind. Hieraus ergibt sich ein Gehalt vom 26·6 Procent Carbonaten. Die übrigbleibenden 0·99 Procent CaO genügen gerade, um die vorhandene Phosphorsäure zu Apatitsubstanz zu ergänzen. In welcher Form die Titansäure auftritt, muss dahingestellt bleiben. Wohl ist es möglich, dass sie als solche in einer ihrer Modificationen vorhanden ist, und dies wird wahrscheinlich, da der Kalk bis auf die geringe, an die Phosphorsäure verrechnete Menge mit Essigsäure, sein Gesammtbetrag aber mit Salzsäure extrahirbar ist. Allerdings muss zugestanden werden, dass zeitraubende, mit grösseren Mengen gepulverten Gesteins angestellte Versuche mit Flusssäure etwas zu isoliren, resultatlos blieben. Indessen können wir bei der Berechnung der Analyse hierüber hinweggehen, da dieselbe hierdurch zwar etwas an Genauigkeit verliert, das Ziel derselben aber im wesentlichen unbeeinflusst bleibt. Lassen wir den geringen Eisenoxydulrest ebenfalls unberücksichtigt, so bleiben noch folgende Posten ungedeutet:

SiO_2	36·8 Procent;	auf 100 Proc. berechnet:	SiO_2	53·3 Procent
Al_2O_3	22·95 „		Al_2O_3	33·2 „
K_2O	1·1 „		K_2O	1·5 „
Na_2O	0·5 „		Na_2O	0·7 „
H_2O	7·7 „		H_2O	11·3 „
	69 Procent			

Bringen wir hiervon die Alkalien als Feldspathsubstanz, die uns unter anderem wohl in den erwähnten secundären, kleinen doppelbrechenden Blättchen entgegentritt, in Abzug, so ergibt sich:

1·5 Procent K_2O äq. 1·6 Procent Al_2O_3, 5·7 Procent SiO_2
0·7 „ Na_2O „ 1·2 „ „ 4 „ „
2·8 Procent Al_2O_3, 9·7 Procent SiO_2,

so dass schliesslich restiren:

SiO_2	43·6 Procent	oder auf 100 Proc. berechnet:	SiO_2	50·7 Procent
Al_2O_3	30·4 „		Al_2O_3	35·9 „
H_2O	11·3 „		H_2O	13·4 „
	85·3 Procent			100 Procent

Berechneten wir den Kaligehalt als Kaliglimmersubstanz, wozu eine kaum geringere Berechtigung vorhanden ist, so würde an dem Hauptresultat nichts geändert. In welcher Weise der letzte Rest zu deuten ist, dafür gibt uns nun der grosse Wassergehalt den Fingerzeig. Bis auf einen kleinen Mehrbetrag an SiO_2, die als solche vorhanden sein kann, stimmt der letztere mit der Zusammensetzung des Kaolins überein. Dass diese Interpretation die richtige ist, erhellt noch daraus, dass aus einer grösseren Menge wenig fein zerriebenen Trappulvers bei nur 10 Minuten langer Einwirkung heisse Kalilauge einer approximativen Bestimmung nach 12 ProcentKieselsäure und circa ebensoviel Thonerde in Lösung brachte. Der „white trap" von Newhalls ist demnach in der Hauptsache ein mit 26·6 Procent Carbonaten durchtränkter Kaolin. Die Kaolinsubstanz berechnet sich zu 56 Procent.

Am directen Contact mit dem Sandstein führt der Diabas einzelne porphyrisch hervortretende Plagioklasleisten und eine grosse Menge mikroskopisch kleiner Einschlüsse des Nebengesteins. Eine

exogene Contactmetamorphose

des Sandsteins durch den Diabas ist nicht constatirbar. Es kann daher, umsomehr als der angrenzende Sandstein durchaus keine besonderen Eigenthümlichkeiten aufweist, eine Schilderung der Zusammensetzung des Sedimentgesteins erspart bleiben.

Zusammenfassung und genetische Deutung der beobachteten Contacterscheinungen.

I. Die endogenen Contacterscheinungen.

1. Substantielle.

Die Frage, ob das diabasische Magma durch die Injection eine substantielle Aenderung erfahren hat, ist eine sehr schwierige, und es kann eine definitive, allgemeine Beantwortung derselben nicht durch eine einzige in dieser Richtung angestellte Untersuchung gegeben werden. Ich möchte daher hier nur die Beobachtungen zusammenfassen, welche eine solche für einige der beschriebenen Intrusivmassen höchst wahrscheinlich erscheinen lassen, und die ohne diese Voraussetzung wohl kaum erklärbar sind.

Ein vergleichender Rückblick auf die beschriebenen Vorkommnisse (vor allem von den Salisbury Crags und von Hound Point) zeigt, dass am unmittelbaren Contact eine überaus grosse Anzahl modellscharf ausgebildeter Olivinkrystalle vorhanden ist, dass diese Olivinkrystalle in einiger Entfernung vom Contact wohl noch existiren, durchschnittlich aber mehr oder minder corrodirt erscheinen, und dass endlich das dem Centrum und diesem näher gelegenen Theilen der mächtigeren Diabasmassive entnommene Gestein wenigstens mit grosser Wahrscheinlichkeit als olivinfrei zu bezeichnen ist, höchstens aber Olivin nur noch in spärlicher Menge und unvollkommener Ausbildung aufweist. Berücksichtigen wir, dass der Olivin infolge seiner basischen Zusammensetzung nach aller bisher gesammelten Erfahrung ein sehr frühes Ausscheidungsproduct ist, so wären doch im Hauptdiabas wenigstens ebenso grosse und vollkommene Individuen zu erwarten, als in dem plötzlich erkalteten Salbandgestein. Wollten wir den Olivin als endogenes Contactproduct ansehen, wie dies z. B. Rohrbach[1]) für seine Teschenite und eventuell cretacëische Diabase (ob mit Recht?) thut, so ständen wir im Hinblick auf die im Vergleich zum Kerngestein durchschnittlich weit höhere Acidität des Contactdiabases vor einem neuen Räthsel. Eine andere Erklärung scheint mir da weit plausibler.

Am directen Contact sehen wir in den Diabasen stets eine grosse Menge von Einschlüssen des Nebengesteins, und zwar sowohl mikroskopisch kleinen als auch solchen von ganz bedeutenden Dimensionen. Verschiedene mikroskopische Beobachtungen, wie z. B. das buchtenförmige Eindringen des Diabases in die allothigenen Quarze und die auffallende Aehnlichkeit mit ineinander geschweissten Körnern sprechen dafür, dass das Magma die Einschlüsse mehr oder weniger corrodirt hat. Die Annahme, dass in den vom Contact bereits nicht zu weit entfernten Zonen des Eruptivgesteins Einschlüsse einer vollständigen Auflösung anheimgefallen und so der Beobachtung sich entzogen haben, dürfte wohl auch keine zu gewagte sein. Es ist aber ferner eine oft zu beobachtende Thatsache, dass derartige Einschlüsse weit gegen das Innere eindringen; doch diese werden bei der Länge der Zeit, die der Diabas hier zu seiner Erstarrung brauchte, und die sie so der auflösenden Wirkung des Magmas ausgesetzt waren, vollständig ver-

[1]) Rohrbach, Ueber die Eruptivgest. im Geb. der schles.-mähr. Kreideform., pag. 27 u. 54.

schwunden sein. Auch Geikie verlieh bereits dieser Vermuthung, dass grosse „intrusive sheets“ Gesteinsstücke eingeschlossen und „melted down“ hätten, und dass dadurch local eine abnorme Zusammensetzung bedingt worden wäre, Ausdruck [1]); daselbst gegebene Profile, namentlich Fig. 275, wo das Liegende als geradezu zerrissen bezeichnet zu werden verdient, weisen darauf hin, dass grosse Schollen von Sedimentgestein spurlos verschwunden sein müssen. Andere Gesteinsmassen, die durch eine eigene hohe Acidität wenig geeignet oder wohl gar ungeeignet waren, im Zustande gluthflüssiger Magmas Einschlüsse von saurem Nebengestein einzuschmelzen, lassen uns in der That erkennen, wie bedeutend die Aufnahme allothigenen Materials werden kann. Es sei beispielsweise an die sächsischen Vorkommnisse des Quarzporphyrs von Mohorn und des Pyroxenquarzporphyrs vom kleinen Spitzberg [2]) bei Gross-Steinberg erinnert, wo das Eruptivgestein mit Sedimentgestein förmlich durchspickt erscheint.

Konnte im Kern der Diabasmassive bei dem langandauernden gluthflüssigen Zustande eine chemische Homogenität ermöglicht werden, so war dieses in einer Zone nicht mehr der Fall, die nicht nur so viel allothigenes, kieselsäurereiches Gestein aufgelöst hatte, dass die Herausbildung von Olivin verhindert wurde, die vielmehr einen Ueberschuss von Kieselsäure aufwies, da sie schneller erkaltete. Hier musste Kieselsäure zur Ausscheidung als solche gelangen: es resultirten die Quarzdihexaëder, die wir im Diabas von Hound Point als unzweifelhaft authigenes Mineral kennen lernten. Die Eruptivmagmen waren daher zu olivinreichen Olivindiabasen prädisponirt, durch Resorption von Einschlüssen saurerer Sedimentgesteine gingen sie der bereits fertig gebildeten Olivine wieder verlustig oder es wurde deren Ausscheidung verhindert, soweit als dieselben einer corrodirenden Wirkung nicht durch plötzliche Festwerdung des Gesteins (am Contact) entzogen wurden.

Es wäre noch der Fall denkbar, dass die Basicität des Gesteins eine genügende ist, um im Centrum nach erfolgtem Ausgleich bezüglich der chemischen Zusammensetzung trotz der Auf-

[1]) Geikie, Text-Book of Geology. 1885, pag. 535 u. 536.

[2]) Erläuterungen zur geol. Spec.-Karte des Kgr. Sachsen. Section Naunhof.

nahme einer Quantität kieselsäurereicher Substanz die Ausscheidung von Olivinen zu ermöglichen, resp. aufrecht zu erhalten. Bei der Schwierigkeit, mit welcher die Existenz von Olivinpseudomorphosen oft feststellbar war, ist es leicht möglich, dass diese Erwägung für die centralsten Partien der Vorkommnisse der Salisbury Crags und von Hound Point Anwendung finden kann. Auf jeden Fall ist aber eine olivinfreie Zone vorhanden.

Es unterstützen diese These noch folgende Punkte. Die Plagioklase der Centren der geschilderten grösseren Diabaskörper deuten durch ihre ausgezeichnete isomorphe Schichtung, die also auf einer grossen Verschiedenheit in der Acidität der Zonen des Feldspaths beruht, eine ganz bedeutende chemische Aenderung des Magmas an. Die Umgebung der in dem noch ophitisch struirten Diabas vorhandenen Olivinkrystalle oder Olivinreste verweist durch die feinkörnigere Ausbildung ihrer Gemengtheile auf eine chemische Verschiedenheit im Vergleich zum übrigen Diabas. Endlich sei auf die Resultate der quantitativen Kieselsäurebestimmungen aufmerksam gemacht. Ein vergleichender Ueberblick:

	Salisbury Crags	Hound Point		Stewartfield	Hawk Crag [1]
aus dem Centrum . .	41·56	44·79		39·5 [1]) resp. 44·7 [2])	—
aus der Umgebung eines Einschlusses . . .	45·40	—	—	—	—
3½ Meter v. C. . . .	—	43·67	—	—	—
1½ „ „ „ . . .	—	—	48·78	—	—
4½ Centimeter v. C. .	—	48·27	—	—	—
4 „ „ „ .	—	—	—	—	29·79
3½ „ „ „ .	—	—	—	47·9	—
3 „ „ „ .	—	—	49·65	—	—
2½ „ „ „ .	—	—	—	50·63	—
2 „ „ „ .	—	—	—	—	32·25
1¾ „ „ „ .	—	—	—	—	32·60
1¼ „ „ „ .	—	—	—	45·3	38·53
1 „ „ „ .	—	50 59	—	—	38·42
½ „ „ „ .	—	46·82	—	—	45·17
		Contact mit Sandstein	Contact mit Thonschiefer		

[1]) Sehr zersetzt und calcitreich.

[2]) Wenig zersetzt.

zeigt, dass nach der Contactgrenze zu eine ganz bedeutende Steigerung der Acidität statthat. Diese Zunahme, die, wie sich sowohl aus dem Vorhergehenden als auch daraus ergibt, dass die Präparate keinerlei secundär infiltrirte Producte erkennen lassen, durchaus nicht etwa einer secundären, vom Contact aus auf nassem Wege erfolgten Silificirung zuzuschreiben ist, ist indessen in zweierlei Weise zu deuten. In dem Falle, in welchem, wie in dem Vorkommnis von Hawk Crag, ein white-trap-Gestein vorliegt, und in geringen Entfernungen sich eine grosse Verschiedenheit des Kieselsäuregehalts offenbart, wird man wohl eine sich mit der Annäherung an die Contactgrenze verringernde Auslaugungsfähigkeit, bedingt durch eine compactere Beschaffenheit, annehmen müssen. Das Extrem hierzu bietet wohl der white-trap von St. Monan's Church dar, wo trotz der das Gestein im allgemeinen beherrschenden Metamorphose noch frisches Glas am directen Contact vorhanden ist. Andererseits aber glaube ich die Zunahme an Kieselsäure, die der Diabas am Contact im Vergleich zu dem dem Centrum näher gelegenen und schliesslich diesem selbst entnommenen Gestein zeigt, lediglich als die Folge der Einschmelzung von saurem Nebengestein deuten zu müssen. Der überaus grosse Reichthum an Olivin in dem schnell erstarrten, an der äussersten Peripherie der Eruptivgesteinslager gelegenen Partien könnte noch auf eine prädisponirte Zunahme der Acidität des Magmas nach dem Centrum zu hinweisen, und würden so auch diese an den schottischen Olivindiabasen gewonnenen Beobachtungen, trotzdem sie das Gegentheil zu beweisen scheinen könnten, mit der altbekannten Thatsache harmoniren, dass grosse Eruptivstöcke, wie der erwähnte von Klausen in Südtirol und jenes Massiv des Ballon d'Alsace, wo ein Granit nach aussen zu in Syenit und zuletzt in Diorit übergeht [1]), im Centrum das sauerste Gestein beherbergen.

Eine ganz ähnliche Einschmelzung von Fragmenten des Nebengesteins stellte Schröder [2]) endgiltig an dem bekannten Diabasgestein des Tannebergsthales in Sachsen fest. Er sagt dann weiter: „Es liegt auf der Hand, dass durch die Einschmelzung gewisser Bestandtheile eines Gesteins von so heterogenem Charakter wie der Granit mit hohem Kieselsäuregehalt im Diabas und Diorit mit ihrem

[1]) Zirkel, Petrographie. I, pag. 491 u. II, pag. 18.

[2]) Erläuterungen zur geol. Spec.-Karte des Kgr. Sachsen. Section Falkenstein, pag. 33.

hohen Gehalt an basischen Silicaten eine substantielle Beeinflussung der letztgenannten Gesteine stattgefunden haben wird." Auch hier kommt Olivin vor, jedoch nur in dem diabasartigen Gestein, nicht in der diorit- und kersantitähnlichen Modification.

Inwieweit andere Beobachtungen, die Olivin als „endogenes Contactproduct" constatiren, auf dieselbe Ursache zurückführbar sind, muss dahingestellt bleiben. Vorderhand ist dies nur als wahrscheinlich anzunehmen. Erwähnt sei noch, dass auch im Lamprophyr-Salbandgestein ein grösserer Reichthum an Biotit und Olivin, mithin geringere Acidität als in der Gangmitte nachgewiesen wurde. [1])

Ferner ergaben analytische Bestimmungen, sowie mikroskopische Beobachtungen am Contact eine Zunahme an Eisen.

2. Formelle.

A. Modificationen in der Gesteinsstructur.

Den ungetrübtesten Blick in die durch eine schnellere oder langsamere Erstarrung bedingten Structurgegensätze müssen uns entschieden solche Gesteinskörper verschaffen, die durch ihre Mächtigkeit einen Kern besitzen, der möglichst langsam der Abkühlung verfiel. Geeignet hierzu sind die Vorkommnisse von den Salisbury Crags, von Hound Point und Stewartfield. Im Centrum dieser Diabasmassive herrscht deutlich granitisch- oder doleritisch-körnige Structur und diese geht stets durch die Diabasporphyrstructur, wobei die Grundmasse ophitisch ist, hindurch, zu immer grösserer Feinheit des Korns herabsinkend. Wo das Nebengestein ein Maximum seiner abkühlenden Wirkung erreichte, erstarrte der Diabas sogar in seiner glasigen Modification. Dieses Glas erwies sich in Salzsäure unlöslich. Gesteine, die weniger massig eruptiv wurden, konnten natürlich jene granitisch-körnige Ausbildungsweise nicht erlangen; sie blieben auf der Stufe des Diabasporphyrs stehen. In welchem Falle aber am directen Contact das Gestein noch ophitische und ziemlich grobkörnige Structur annehmen konnte, wie dies beim „white trap" von Dodhead Quarry der Fall ist, muss dahingestellt bleiben. Vielleicht ist es durch weitere Untersuchungen möglich, für diesen Fall eine relativ grosse Nähe der Durchbruchsstelle oder eine langanhaltende Injection zu constatiren, wodurch

[1]) Liebe und Zimmermann, Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. Jahrb. d. preuss. Landesanst. 1885, pag. 178.

das Nebengestein einen so bedeutenden Hitzegrad erreichte, dass der Diabas auch am Contact einer langsameren Abkühlung ausgesetzt war. Ganz unangebracht scheint es mir wenigstens, wenn Judd und Cole[1]) die Breite des Salbands eines Eruptivgesteins als eine constante Grösse betrachten und diese in eine Beziehung zum Kieselsäuregehalt zu bringen suchen. Die Breite eines glasigen Salbands ist allerdings abhängig vom Kieselsäuregehalt des Gesteins, doch nicht lediglich; die Geschwindigkeit der Erstarrung ist vielmehr auch eine Function der Entfernung von der Durchbruchsstelle.

B. Veränderungen in der Form und Structur der Mineralcomponenten.

Als fixes Resultat, das an dem Vorkommnis von Hound Point in den Details entwickelt und in anderen Diabasen bestätigt wurde, ist hier zunächst zu erwähnen, dass die gitterwerkartige Ausbildung des Titaneisens die Zwischenform zwischen den vollkommenen Krystallen und den Körnchen repräsentirt, also lediglich eine Folge der bei ihrer Bildung zur Verfügung stehenden geringen Zeit ist. Es gehören ferner hierher die erwähnten und abgebildeten unvollkommenen Formen der Plagioklas-, Olivin- und Apatitkrystalle, die also auf dieselbe Ursache zurückführbar sind. Erwähnenswerth scheint mir ferner, dass der Apatit bei der Annäherung an den Contact in die Bildung der Grundmasse des Diabasporphyrs eingeht, dass er also bei der Injection durchaus noch nicht fertig gebildet sein konnte. Der Olivin hingegen war zu dieser Zeit bereits in grossen Krystallen vorhanden, und muss der Apatit demnach erst nach diesem zur Ausscheidung gelangt sein.

Wichtiger als diese Formen der Ausbildung ist die Abhängigkeit der Structur der Minerale von der Entfernung vom Contactgestein.

Es interessirt uns zunächst der Plagioklas. Auffallend war es bereits, dass die Feldspäthe des Kerns der grösseren Diabaskörper nur höchst selten polysynthetische Zwillingslamellen aufweisen, sie vielmehr meist nur einfache Zwillinge, ja häufig nur einfache Individuen bilden. Auch die Leisten der grob ophitisch-struirten Diabase zeigten sich nicht besonders fein verzwillingt. Am Contact mit grossen Einschlüssen oder mit dem anstehenden Nebengestein aber stellte sich

[1]) Judd und Cole, On the basaltglass (tachylit) of the western Isles of Scotland. — Ref.: Neues Jahrb. f. Min. 1884, I, pag. 236.

eine meist höchst feine, oft nach doppeltem Gesetze vor sich gehende Verzwillingung ein. Diese letztere wurde bereits als solche auf die ausgelöste Wirkung einer Spannung zurückgeführt.

Stellen wir ferner aber in nachstehender Uebersicht die vollständig vorurtheilsfrei gewonnenen Verhältnisse, in welchen in den einzelnen Gesteinsstücken die Anzahl der Zwillinge des Augits zu derjenigen der unverzwillingten Individuen stehen, zusammen:

Diabas	Salisbury Crags	Hound Point	Stewart-field	Pier Aberdour
a. d. Centrum	durchaus unverzwill.		durchaus unverzwill.	
1·5 Meter v. C.				Zwillinge vereinzelt Unverzw. : verzw. = 16 : 3
0·6 Meter v. C.		etwa zur Hälfte verzwillingt		
[Schliff senkrecht zur C.-fläche		meist verzwillingt]		
10 Centimeter v. C.		Zwillinge selten	Umgebung eines Einschlusses	
4 Centimeter v. C.		Unverzw. : verzw. = 3 : 4		
$1^1/_4$ Centimeter v. C.		meist verzwillingt		
direct v. C.		fast durchaus verzwillingt		

so ergibt sich die bemerkenswerthe Thatsache, dass sowohl im Contact mit dem anstehenden Gestein als im Contact mit jenem grossen Einschlusse, der also durch seine Grösse eine abkühlende Wirkung auf das Eruptivmagma ausüben konnte, die Zahl der verzwillingten Augite zu Gunsten der unverzwillingten regelmässig — im ersteren Falle langsamer — mit der Entfernung vom Contact abnimmt, so dass im Centrum alle Augite unverzwillingt, am Contact mit stark abkühlend wirkendem Nebengestein oder grossen Einschlüssen aber sie sämmtlich verzwillingt sind.

In der Literatur fehlen in dieser Hinsicht gemachte Angaben vollständig. Ich bin daher gezwungen, die hier niedergelegten Beobachtungen lediglich mit sich selbst zu combiniren und so durch sich selbst zu erklären, in der Hoffnung, dass weitere Beobachtungen gleiche Resultate liefern werden.

Bei der Besprechung der anomalen Polarisationserscheinungen des Quarzes der theilweise mit Calcit ausgefüllten Quarzdihexaëder sah ich mich zur Erklärung derselben genöthigt, eine Zugkraft anzunehmen. Als ein weiterer Ausdruck dieser immer noch hypothetisch vorausgesetzten Kraft glaube ich nun auch die Verzwillingung der Feldspäthe und der Augite ansehen zu können. Es nähme dann diese Kraft mit der Annäherung an das Nebengestein zu. Ein Gleiches geschieht, wie aus der Tabelle hervorgeht, nach dem Contact mit jenem grossen Einschlusse von Hound Point zu, und gerade hier konnte bei dem vortrefflichen Erhaltungszustand der Augite eine so frappante Stetigkeit in der Zunahme der Verzwillingung nachgewiesen werden.

Sehen wir uns nach einer Erklärung für diesen interessanten Zusammenhang zwischen der Häufigkeit des Auftretens der Zwillingsbildung und der Entfernung des betreffenden Gesteinsstückes von der Contactgrenze um, so liegt wohl die Vermuthung am nächsten, dass lediglich die plötzlich abkühlende Wirkung des kalten Nebengesteins diese Erscheinungen hervorrufen konnte. Wie schnell gekühltes Glas, so wird auch das am Contact schnell erkaltende Eruptivgestein in einen Zustand molecularer Spannung versetzt werden, und diese letztere scheint mir in der Verzwillingung der grösseren Augite und Feldspathindividuen zum sichtbaren Ausdruck gelangt zu sein. Physikalisch erklärbar dünkt mir die Erscheinung auf folgende Weise. Da die porphyrischen Einsprenglinge bereits zur Zeit der Eruption ausgeschieden waren, so muss die Ursache der in denselben zum Ausdruck gelangenden Spannung der Umgebung zugeschrieben werden. Diese allein war es ja auch, die einer schnellen Erstarrung anheim fiel. Die durch letztere erzeugte moleculare Spannung, resultirend aus der Thatsache, dass das specifische Gewicht glasig erstarrter Mineralsubstanz geringer ist als das auskrystallisirter, oder — mit anderen Worten — dass sich das Volumen eines Magmas beim Uebergang in den krystallinischen Zustand um ein Bedeutendes verringert, wirkte natürlich auch auf die bereits festen porphyrischen Ausscheidungen, und zwar allseitig angreifend gleich einer Zugkraft. In der That glaubt man nun auch eine derartige Wirkungsweise mit dem Auge wirklich sehen zu können. Als ob aus einem Schranke einzelne Kästchen theilweise herausgezogen wären, so erblickt man einzelne oder mehrere Zwillingslamellen an jenem Feldspathparallelepipedon

quasi herausgezogen, und wie ein Tuch, an dessen Peripherie viele Personen in entgegengesetzter Richtung ziehen, nach seinen Radien gespannt ist und radiäre Falten wirft, so weisen jene Quarzdurchschnitte radialstrahlig optische Anomalien auf. Die Augite endlich entbehren zwar dieses augenfälligen Eindrucks, die Statistik ihrer Ausbildungsweise aber spricht deutlich genug.

Ist bei durchaus oder wenigstens grösstentheils krystallinischen Gesteinen hier wohl das erstemal von der Wirkung einer derartigen Zugkraft die Rede, so doch nicht bezüglich glasig erstarrter Magmen. F. Rutley macht uns mit ähnlichen Spannungserscheinungen bekannt.[1]) Er fasst das Resultat, zu welchem er durch die Untersuchung einiger Obsidiane geführt wurde, in den Sätzen zusammen, „that when a crystal is developed in a vitreous magma; the strain accompanying its development influences the adjacent vitreous mass, reducing it to a condition of permanent tension for some distance around the crystal and that if this strain be insufficient to cause rupture in the glass, the tension gradually degreases and fades away, while if it be strong enough to produce a perlitic fissure, the permanent tension will end abruptly at the fissure, the glass which surrounds the perlitic area showing no trace of tension". Näher sei indessen hierauf nicht eingegangen.

Jede dieser drei verschiedenen Beobachtungen und der von ihnen inducirten Erklärungsweisen:

1. dass die feine Verzwillingung der porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklase keine (im erläuterten Sinne) primäre ist, sondern eine secundäre Spannungserscheinung,
2. dass die optische Anomalie, die Entstehung von Reissflächen und unregelmässigen Sprüngen in den beschriebenen authigenen Quarzen auf dieselbe Ursache zurückzuführen ist, und
3. dass die Häufigkeit des Auftretens von verzwillingten Augitindividuen abnimmt mit der langsameren Erkaltung des Gesteins,

repräsentirt eine Hypothese für sich. Die zwei ersten von ihnen wurden aufgestellt auf Grund der sich bei der mikroskopischen

[1]) Rutley, On strain in connexion with crystallisation and the development of perlitic structure. Quart. journ. of the geol. soc. XL, pag. 343.

Untersuchung hervordrängenden Augenscheinlichkeit, die letztere auf Grund absoluter Zahlenrelationen. Dadurch aber, dass alle drei in ihrer Erklärungsweise vollkommen harmoniren, stützen sie sich gegenseitig in einer Weise, dass die drei Hypothesen zu einer verschmelzen und diese eine für die hier behandelten Vorkommnisse grösste Wahrscheinlichkeit erlangt.

Versuchen wir zunächst noch die anderen, für den ersten Blick vielleicht mit unseren Resultaten mehr oder minder schlecht vereinbar erscheinenden Beobachtungen zu erklären.

Bei der Aufstellung jener Tabelle für die Ausbildungsweise der Augitkrystalle wurde ein Vorkommnis, dessen Diabas noch frische Augite führte, verschwiegen. Es ist das der jenen Einschluss der Salisbury Crags umgebende Diabas. Sogar am directen Contact mit dem Einschluss ist hier der porphyrische Augit, der allerdings ziemlich selten und auch in sehr geringer Grösse auftritt, unverzwillingt. Indessen wird uns hier aus der exogenen Contactmetamorphose, die den Einschluss ergriffen hat, klar, dass der letztere auf eine hohe Temperatur erhitzt worden ist, so dass in seiner Umgebung eine doch bereits etwas langsamere Abkühlung stattgefunden haben mag, und dass die innere Spannung, in welche die Augite durch die der Umgebung versetzt wurden, bei der Kleinheit der Krystalle eine geringere war und so nicht zur Verzwillingung führte.

Die kleinen Augite der Grundmassen ferner haben sich stets der Verzwillingung entzogen. Wohl wird auch auf sie dieselbe Zugkraft gewirkt haben; doch wurde, wie schon gesagt, die Cohäsion der Augite um so weniger gefährdet, je kleiner das mineralogische Individuum, auf das jene wirkte. Wir müssen ja annehmen, dass eine innere Spannung, welche durch aussen angreifende Kräfte erzeugt wird, proportional dem Cubikinhalt des beeinflussten Körpers wächst, dass also die Steigerung derselben bei zunehmender Grösse der Krystalle eine ganz beträchtliche ist.

Es muss ferner die vielleicht von demselben Standpunkte aus zu betrachtende Thatsache angeführt werden, dass die Plagioklasleisten der Grundmasse der Diabasporphyrmodification als meist nur einfach verzwillingt befunden wurden, und dass auch an dem hier untersuchten Mineral die Angabe Rosenbusch'[1]), dass die Zwillings-

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. 2. Aufl., II, pag. 175.

lamellirung bei sehr kleinen Plagioklasleisten wohl auch ganz fehlt, sich bestätigte.

Können wir so ohne jedweden Zwang die entwickelte Ansicht aufrecht erhalten und alle durch die Untersuchung der erwähnten Diabasgesteine des Firth of Forth gewonnenen Beobachtungen mit ihr in Einklang bringen, so finden wir ferner noch zahlreiche Stützpunkte in der petrologischen Literatur.

Mit freudigem Erstaunen gewahrte Fouqué[1]) die polysynthetische Zwillingsbildung der von ihm künstlich dargestellten Plagioklase, in einer Schönheit ausgebildet, die kein natürliches Vorkommnis zu übertreffen vermag. Bedenken wir aber, dass die Abkühlung, wie wir sie bei unseren synthetischen Experimenten anwenden, — sei sie eine für unsere Begriffe noch so langsame — im Vergleich mit der im Innern grosser Eruptivmassen vor sich gehenden Erkaltung immer noch eine plötzliche zu nennen und höchstens mit derjenigen zu vergleichen ist, welcher eine dünne Schichte oberflächlich eruptiv gewordener Lavaströme anheim fällt, so werden wir a priori vermuthen, dass alle künstlich dargestellten pyrogenen Plagioklase zahlreiche und feinste Zwillingslamellen aufweisen werden, wie dies die Thatsache ja auch bestätigt. Es wird uns ferner ebenso wenig Wunder nehmen, wenn künstlich dargestellte Leucite dieselben anomalen Polarisationserscheinungen zeigen, wie die natürlichen; sie auf Spannungserscheinungen, dem Leucit also an sich nichts Eigenthümliches zurückzuführen, werden wir bestärkt, wenn wir lesen[1]), dass man an vielen der künstlich dargestellten Leucite „nur das schwarze Kreuz gepresster Glasperlen wahrnimmt". Diesen und anderen Berichten ähnlicher Beobachtungen reiht sich ein Versuch an, sie theilweise zu erklären. Judd[2]), welcher ebenfalls, wie vor ihm Andere, die Zwillingsstreifung der Plagioklase für eine nachträglich inducirte Erscheinung betrachtete, eine Analogie mit der künstlichen Zwillingsbildung des Calcits wahrscheinlich machte, stellte sie als durch Druck oder Bruch (strain) hervorgebracht hin, und zwar wachse diese Druckkraft mit der Zunahme der Tiefe, in der das Gestein

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1879, pag. 412.

[2]) Judd, On the tertiary and other peridotits of Scotland. Quart journ. of the geol. soc. XLI, pag. 354—418.

eruptiv geworden sei. Wohl spricht er auch einmal [1]) von einer aus der Abkühlung resultirenden Contraction, schreibt ihrer Wirkung indessen nur die Risse und Spalten in den Feldspathen zu.

Die Gründe, die Judd zum Aufbau seiner Hypothese entwickelt, sind derartige, dass sie auch für meine Ansicht sprechen. Widerlegend tritt bereits in der Discussion über jene Arbeit der Präsident Bonney [2]) auf. Er bezweifelt, dass Druck die Verzwillingung der Plagioklase hervorgebracht habe, da in Gesteinen, die keinem grossen Drucke ausgesetzt wären, wie in Lavaströmen, auch Plagioklaszwillinge gefunden würden. Bonney ist mit diesem Einwand durchaus im Recht. Das Hauptargument aber, das Judd's Hypothese stürzt, ist die Thatsache, dass die Häufigkeit der Verzwillingung des Augits und ihrer Feinheit bei den Plagioklasen sich nicht nur mit der Entfernung vom Contact mit dem Liegenden, sondern auch vom Contact mit Einschlüssen, die abkühlend gewirkt haben, stetig ändert. Bei der Annahme, die Ursache der Zwillingsbildung sei der auf den in der Tiefe intrusiv eindringenden Eruptivmagmen wirkende Druck, wäre eine qualitativ und quantitativ durchaus gleichartige Verzwillingung zu erwarten, da sich in einer Flüssigkeit — als solche hat ein feurig-flüssiges Magma zu gelten — jeder Druck sich nach allen Richtungen hin gleichartig fortpflanzt.

Die Verzwillingung des Augits und Plagioklases und die anomalen Polarisationserscheinungen des Quarzes offenbaren sich — es sei dies zum Schluss nochmals betont — in den Vorkommnissen der geschilderten Olivindiabase aus dem Firth of Forth als eine Function der Dauer der Abkühlung des Gesteins, als ein Ausdruck der durch die Erstarrung erzeugten inneren Spannungsverhältnisse.

[1]) l. c. pag. 375.

[2]) Quart. Journ. of the geol. soc. 1885, XLI, pag. 417.

II. Die exogenen Contacterscheinungen.

An den vorliegenden, mit den Olivindiabasen in Contact tretenden Sedimentgesteinen gelangten eine Anzahl eigenthümlicher Thatsachen zur Beobachtung, die zum Theil nur mit Reserve als die Resultate einer Contactmetamorphose angesprochen werden konnten. Sie kurz zusammenzufassen, hiesse sie aus dem Zusammenhang herausreissen. Es sei demnach bezüglich der exogenen Contacterscheinungen auf die einzelnen betreffenden Abschnitte verwiesen.

Auch an dieser Stelle sei es mir noch gestattet, meiner angenehmsten Pflicht nachzukommen und meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. F. Zirkel und Herrn Oberbergrath Prof. Dr. Herm. Credner für die freundliche und bereitwillige Unterstützung, die sie mir jederzeit zu theil werden liessen, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

Leipzig, Mineralogisches Institut, Mai 1887.

Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Unvollkommene Ausbildung des Apatits. Salisbury Crags. 2 Meter vom Contact.
„ 2. Unvollkommene Ausbildung des Plagioklases. Umgebung eines Einschlusses. Salisbury Crags.
„ 3. Plagioklaszwilling. Ebenda. Vergr. circa 100.
„ 4. Unvollkommene Ausbildung des Olivins. Ebenda.
„ 5. Durch das Magma corrodirte Olivine.
„ 6. Quarz mit zungenförmig gebuchtetem Umriss und centraler Anhäufung der Flüssigkeitseinschlüsse. Hound Point.
„ 7—10. Innerhalb dihexaëdrischer Querschnitte befindlicher Quarz, der die Krystallform unvollkommen ausfüllt, peripherisch ersetzt wird durch Calcit. Vergr. circa 25. A. d. $2^1/_2$ Meter über einem Sandsteineinschluss, $3^1/_2$ Meter v. C. mit dem Liegenden anstehenden Olivin-Diabas von Hound Point.
Fig. 7. Nach den Radien optisch anomaler Quarzkern. Bei gekreuzten Nicols.
„ 8. Einzelne Partien haben sich von dem optisch anomalen Quarzkern losgelöst, sie bilden optisch einheitlich polarisirende, unter sich verschieden orientirte Körner.
„ 9. Die in Fig. 7 zum Ausdruck gebrachten anomalen Polarisationserscheinungen wiederholen sich randlich im Kleinen.
„ 10. Rhomboëdrische (?) Absonderungsflächen und nach Rhomboëderflächen angeordnete Einschlüsse im Quarz.
„ 11. Contact von Diabas *(d)* und Thonschiefer *(th)* mit kleiner Apophyse. Der Thonschiefer ist am Contact auf circa 1 Millimeter weiss gebrannt. Die ausgetriebene organische Substanz ist von den nächstfolgenden Thonschieferlagen imbibirt worden. Der Diabas wird nach dem Contact zu reicher an Eisenerz, daher dunkler. Natürl. Grösse. Hound Point.
„ 12. Unvollkommen ausgebildeter und vom Magma corrodirter Plagioklas. Hound Point.
„ 13. Anscheinend ineinandergeschweisste Quarzkörner im Olivindiabase. 4 Centimeter v. C. Hound Point.
„ 14. Organische Reste *(Fusulina ?)* in dem kohligen Thonschiefer von Stewartfield b. Broxburn.
„ 15. Olivinkrystall mit doppeltem Kern. Head of Pier Aberdour.
„ 16. Gangbreccie v. C. zwischen Diabas und kohligem Thonschiefer. In körnigem Calcit liegen Bruchstückchen von „white trap“ und Thonschiefer. Letztere zeigten häufig randliche Anhäufung von organischer Substanz. Vergr. circa 10. Colinswell.
„ 17. Gebogene Calcitlamellen mit Auslaugungsporen. Kilmundy Quarry.
„ 18. Calcitmandel, in deren Innerem ein Bruchstückchen des Kohlengesteins, aus dem „white trap“ von Sunnybank Quarry.

X. Ueber den Habitus des gesteinsbildenden Titanit.

Von **Alfred Church Lane.**

(Mit 9 Abbildungen im Texte.)

Trotz der sehr mannigfachen Ausbildung der Titanite wird der Habitus der schwebend gebildeten Krystalle dieses Minerals, welche hier allein in Betracht gezogen wurden, ziemlich constant als durch herrschendes $n = {}^2{}_3 P2$ $(\bar{1}23)$ mit $p = 0P(001)$ und $y = P\infty$ $(\bar{1}01)$ als terminalen Flächen, event. mit untergeordneten $x = {}^1/_2 P\infty$ $(10\bar{2})$, $r = P\infty$ (011) und $l = \infty P(110)$ bedingt angegeben.

Die folgende Untersuchung soll es wahrscheinlich machen, dass der Titanit in zweierlei Typen in den Eruptivgesteinen vorkommt: 1. begrenzt durch n, p und y, selten verzwillingt, gern tiefer gefärbt in den alkaliärmeren, *Mg*- und *Fe*-reicheren Gesteinen; 2. begrenzt durch r, n, y, eventuell mit untergeordneten p, oft verzwillingt, gern hellgelb, vorwiegend in den alkalinischen Gesteinen.

Figur 1 und 2 stellen die Zwillinge dieses Typus dar.

Fig. 1.

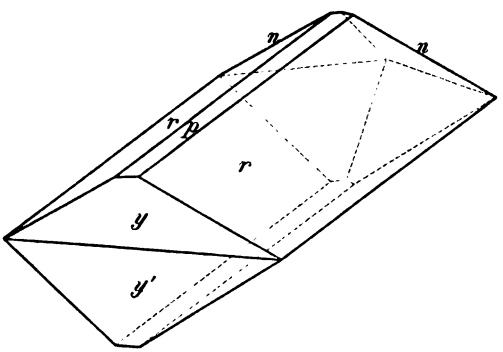
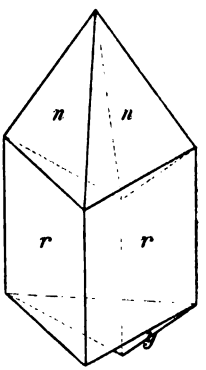


Fig. 2.



Die Wahrscheinlichkeit dieser Angabe beruht auf folgenden Beobachtungen. In gewissen Gesteinsschliffen treten rhombenähnliche Durchschnitte (cf. Rosenbusch, Mikroskop. Phys. Bd. I, Taf. XXIII, Fig. 1, 2. Aufl. und Fig. 6 u. 7 dieser Abhandlung) auf, deren gegenüberliegende Seiten meistens parallel sind. Die längere Diagonale ist eine Zwillingsnaht, die zwei Hälften löschen nicht gleichseitig aus, die Auslöschungsrichtungen gegen die Zwillingsnaht sind meistens

nicht gross und liegen immer umgekehrt. Der Pleochroismus ist fast immer erkennbar, und die Absorption ist grösser für die Schwingungen senkrecht zu der Zwillingsnaht als parallel zu derselben. Eine der beiden Hälften, aber nicht beide, lässt die spitze Bissectrix mehr oder weniger schief austreten und in dieser Hälfte liegt die Auslöschungsrichtung zwischen der Zwillingsnaht und derjenigen Seite des Rhombus, welche mit der Naht den kleinen Winkel bildet [was nicht der Fall sein würde für $n(\bar{1}23)$ verzwillingt nach $p(001)$.] Die Axenebene erscheint angenähert senkrecht zur Zwillingsnaht. Das ganze Verhalten führt zu der Annahme, dass $p(001)$ die Zwillingsebene ist und dass die Begrenzung vorwiegend durch $r(011)$ gegeben wird.

Eine genauere numerische Untersuchung am Schlusse dieser Mittheilung zeigt, dass diese Annahme mit den Beobachtungen in Einklang gebracht werden kann, was für andere von vornherein muthmassliche Annahmen nicht möglich ist. Die Begrenzung kann durch Hinzutreten von n, p und anderen Flächen verändert und complicirt werden.

In Gesteinen, welche diese Durchschnitte liefern, hat der Titanit auch makroskopisch nicht den „Briefcouverthabitus", sondern einen durch das vierflächige Eck $(0\bar{1}1)(011)(\bar{1}\bar{2}3)(\bar{1}23)$ charakterisirten Typus (cf. Fig. 2 u. Tabelle II. Aus einem cancrinitreichen Ditroit von Siebenbürgen habe ich zwei Krystalle herausgefeilt und gemessen (Tabelle I, Nr. 3 u. 4), welche die Zwillingsbildung deutlich zeigten (Fig. 1 u. 2).

Tabelle I.

Flächen	Winkel derselben nach Des Cloizeaux	1	2	3	4	5	6 u. 7.
$\bar{1}\bar{2}3 : \bar{1}23$	43° 48′	—	13°40′±7′	—	42° 46′ ± 1° 43° 24′ ± 5′	—	42° 23′ ± 4′ (7)
$0\bar{1}1 : 011$	66° 30′	66° 18′ ± 1′	64°40′+1° −2°50′	65°46′±49′		—	—
$011 : \bar{1}23$	27° 14′	27° 06′ ± 1′	27°02′±3′	27°01′±5′	26° 58′ ± 12′ 27° 01′ ± 7′	27°10′±2′	27° 10′ ± 18′ (6)
$0\bar{1}1 : \bar{1}\bar{2}3$		—	—	27°01′±20′	27° 14′ ± 6′ 27° 10′ ± 3′	—	—
$0\bar{1}1 : \bar{1}23$	(61° 19′)	61° 12′ ± 2′	—	—	—	—	—
$001 : 011$	—	—	—	—	33° 07′ ± 7′	—	—
$001 : \bar{1}01$	60° 17′	—	—	60°29′ ± 2′	—	—	—
$001 : \bar{1}01$ Zwilling	—	—	—	120°11′ ± 1°	—	—	(7)
$\bar{1}23 : \bar{1}01$ $\bar{1}\bar{2}3 : \bar{1}01$	38° 10′	—	—	—	—	—	37° 51′ ± 16′ 37° 34′ ± 7′

1 Foyait von der Sierra di Monchique. 2 Augitsyenit vom Langesundfjord. 3 und 4 Cancrinit-reicher Ditroit von Siebenbürgen. 5 Phonolith von Josefstein bei Bilin. 6 und 7 Phonolith aus dem böhmischen Mittelgebirge.

Ueber die Verbreitung der Typen gibt die folgende Tabelle eine Uebersicht. Hervorzuheben sind der Hornblendegranit von Hohneck in den Vogesen und der Diorit von Hemsbach. In beiden Gesteinen waren die Titanite ziemlich dunkel gefärbt, Zwillinge aber nicht selten. Leider war die Ausbildung der Krystalle hier für Gewinnung von Zahlenwerthen nicht geeignet.

Tabelle II.

Gesteins-Art	Fundort	Zahl der durchgesehenen Schliffe	Zahl d. Titanit Durchschnitte	Zahl der Zwillinge darunter	Farbe	Makroskopische Begrenzung
Hornblendegranit	Hohneck Vogesen	2	55	6	braun	
Syenit	Lohrbach	—	—	—	„	*n, y, p*
„	Trösel	—	—	—	„	„
„	Biella	2	7	2?	„	„
„	Plauen	7	viel	0	tief braun	„
Diorit	Vaubry	2	45	0	braun	
„	Hemsbach	2	13	2	hell braun	
„	Stark, N. H. U. S. A.	1	4	0	„	
„	Verschiedene Fundorte	5	20	0	„	
Trachyt	Laacher See	4	26	9	hell gelb	
„	Oelberg	1	18	2?	„	
„	Perlenhardt	2	16	0	„	
„	Drachenfels	2	4	0	„	
„	Bolversheim	1	6	0	„	
„	Steinchen	1	4	0	„	
„	Ausrott u. Froschberg	2	20	0	„	
Foyait	Sierra di Monchique	14	194	60	„	*n y r*
Augit-Syenit	Langesund	—	—	—	„	*n r*
Ditroit	Ditro	2	41	9	„	*n, r ; y, p*
Phonolith	Lobositz	—	—	—	„	*n r p*
„	Mileschauer	—	—	—	„	*r p*
„	Kletschenberg	—	—	—	„	*n r p*
„	Josefstein	3	15	4	fast wasserhell	*n* oft herrschend *r* auch vorhanden
Leucitophyr	Rieden	4	63	6	gelblich	
„	Perlenkopf	4	20	11	„	
Auswürfling	Laacher See	2	19	6	„	

Die Aufgabe, die Lage einer Schnittebene zu bestimmen, ist schon mehrfach behandelt worden, so von Fr. Becke[1]), A. Brezina[2]) und F. H. Hatch.[3])

Die folgende Behandlung dieser Aufgabe hat manche Vortheile und ist, soweit ich weiss, neu.

Nach einer bekannten trigonometrischen Formel ist

$$\cot a \sin b = \cos b \cos C + \sin C \cot A \quad \ldots\ldots (1)$$

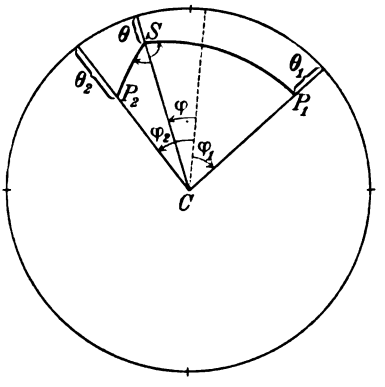
Haben wir nun in der Schnittebene S die Tracen von drei bekannten Krystallflächen C, P_1, P_2 (Fig. 3 ist eine stereographische Projection auf C, und der Winkel $SP_2 : SC$ ist demjenigen Winkel gleich, welchen die Tracen von C und P_2 auf S miteinander bilden; das Entsprechende gilt für P_1) und setzen wir $\sphericalangle S:C = 90° - \vartheta$, $\sphericalangle P_1:C = 90° - \vartheta_1$, $\sphericalangle P_2 : C = 90 - \vartheta_2$, $\sphericalangle CP_1 : CS = \varphi - \varphi_1$, $\sphericalangle CP_2 : CS = \varphi - \varphi_2$, $\cot \sphericalangle SC : SP_1 = m$, $\cot \sphericalangle SC : SP_2 = n$, so wird nach (1)

$$\operatorname{tang} \vartheta_1 \cos \vartheta = \sin \vartheta \cos (\varphi - \varphi_1) + m \sin (\varphi - \varphi_1) \quad \ldots\ldots (2)$$

$$\operatorname{tang} \vartheta_2 \cos \vartheta = \sin \vartheta \cos (\varphi - \varphi_2) + n \sin (\varphi - \varphi_2) \quad \ldots\ldots (3)$$

(2) und (3) bestimmen die Lage von S vermittelst ϑ und φ.

Fig. 3.



φ_1 φ_2 und φ sind von einer willkürlichen Anfangslinie aus gemessen. Nehmen wir an, dass $\varphi - \varphi_2 = \varphi + \varphi_1$, d. h. dass $\varphi_1 = -\varphi_2$, dann wird die Linie den Winkel $CP_2 : CP_1$ halbiren (Fig. 3).

Setzen wir also $\varphi - \varphi_2 = \varphi + \varphi_1$ in Gleichung (3) und eliminiren zwischen (2) und (3) die drei Glieder jeder Gleichung, so bekommen wir durch einfache trigonometrische Umwandlungen drei abhängige Gleichungen:

$$\operatorname{tang} \varphi = -\frac{A \sin \vartheta + B}{C \sin \vartheta + D} \quad \ldots\ldots (4)$$

$$\cos \vartheta = -\frac{E \sin \varphi \cos \varphi + F}{A \cos \varphi + C \sin \varphi} \quad \ldots\ldots (5)$$

$$\cot \vartheta = \frac{E \sin \varphi \cos \varphi + F}{B \cos \varphi + D \sin \varphi} \quad \ldots\ldots (6)$$

[1]) Diese Mitth. 1886, VII, 13.

[2]) Denkschr. Wien. Akad. 1882, 121.

[3]) Diese Mitth. 1886, VII, 321.

Wo $A = -\cos\varphi_1 (\text{tang}\,\vartheta_1 - \text{tang}\,\vartheta_2)$
$B = -\sin\varphi_1 (n\,\text{tang}\,\vartheta_1 + m\,\text{tang}\,\vartheta_2)$
$C = \sin\varphi_1 (\text{tang}\,\vartheta_1 + \text{tang}\,\vartheta_2)$
$D = -\cos\varphi_1 (n\,\text{tang}\,\vartheta_1 - m\,\text{tang}\,\vartheta_2)$
$E = m - n$
$F = -\sin\varphi_1 \cos\varphi_1 (n + m)$
also Constanten sind.

Substituiren wir für $\cos\vartheta$ aus (5) und $\sin\vartheta$ aus (4) in $\cos^2\vartheta + \sin^2\vartheta = 1$, so bekommen wir

$$(D\sin\varphi + B\cos\varphi)^2 + (E\sin\varphi\cos\varphi + F)^2 = (C\sin\varphi + A\cos\varphi)^2 \quad (7)$$

Aus (7) folgt für tang φ

$$\text{tang}^4\varphi\,(F^2 + D^2 - C^2) + \text{tang}^2\varphi\,(2F^2 + D^2 - C^2 + B^2 - A^2 + E^2) + 2\,(DB + EF - AC)\,(\text{tang}^3\varphi + \text{tang}\,\varphi) + B^2 - A^2 + F^2 = 0 \ldots (8)$$

Da Gleichung (8) nur vierter Ordnung ist, so ist die allgemeine Lösung derselben und damit die Lösung unserer Aufgabe immer durch die gewöhnlichen Methoden direct möglich. Das Verhalten im convergenten Lichte wird meistens genügen, die verschiedenen Wurzeln zu unterscheiden. Zu betonen ist es vielleicht, dass, wenn die drei bekannten Flächen einer Zone angehören, die Gleichung quadratisch wird ($\cos\varphi_1 = 0$ $DB + EF - AC = 0$).

Unsere Titanit-Durchschnitte und auch einige der von Becke (loc. cit.) beschriebenen lassen sich unter diesen Fall bringen.

Man kann auch Annäherungsmethoden, welche eine den Beobachtungen entsprechende Genauigkeit besitzen, direct auf die Gleichungen (4), (5), (6) anwenden.

Betrachten wir z. B. (4) und (6) als Gleichungen zweier Curven (die Coordinaten werden φ und ϑ), deren Durchschnittspunkt wir suchen, und bestimmen wir auf jeder eine Reihe Punkte (Fig. 5), indem wir mit einem φ anfangen, φ_0, und den Punkt $\vartheta_0\,\varphi_0$ auf (6) zuerst bestimmen, alsdann einen Punkt auf (4) mit demselben ϑ ($\vartheta_0\,\varphi_1$), dann auf (6) einen, der dasselbe φ_1 hat ($\vartheta_1\,\varphi_1$), dann auf (4) ($\vartheta_1\,\varphi_2$) u. s. w. Oder wir können mit einem ϑ_0 auf (4) anfangen. Zwei Punkte in dieser Reihe haben das nämliche ϑ, ein Punkt auf (4) und einer auf (6). Je näher diese Punkte einander kommen, d. h. je näher die zwei φ für ein und dasselbe ϑ denselben Werth haben, umso näher im allgemeinen sind wir dem Durchschnittspunkte, und wenn für zwei Werthe von ϑ das Verhältnis der entsprechenden φ bald grösser, bald kleiner (numerisch)

als die Einheit ist, so liegt das θ für einen Durchschnittspunkt zwischen den zwei Werthen von θ. Mit etwas Geschicklichkeit in der Annahme der verschiedenen Werthe für θ geht es schnell, und jedenfalls geht es, wie folgendes Beispiel zeigt (Fig. 4, wo S die Schnittfläche, $r = P_1$, resp. P_2, ferner $P = C$ der Fig. 3, und der Punkt c die erste Mittellinie bedeutet).

Fig. 4.

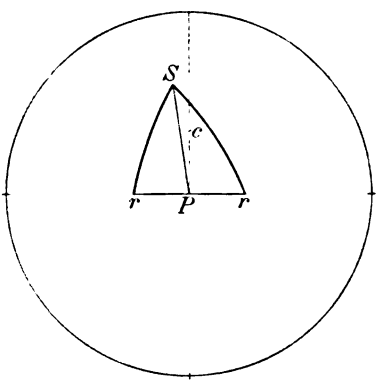
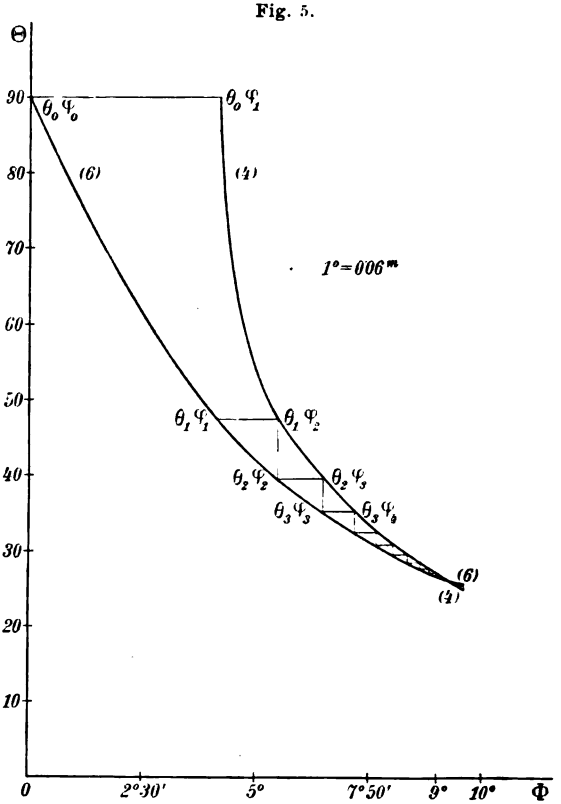


Fig. 5.



Ein Durchschnitt in Foyait gibt:

$m = \cot 34^\circ 3 =$ 1·4659 (grösste Variation $0^\circ 8$ entsprech. 0·036)
$n = \cot -37^\circ 3 = -$ 1·3222 („ „ $1^\circ 0$ „ 0·041)
$m - n = 2{\cdot}78 \pm 0{\cdot}0773$, $m + n = 0{\cdot}1437 \pm 0{\cdot}077$

Die Formeln (4) und (6) werden

$$\text{tang } \varphi = 0{\cdot}07185 \operatorname{cosec} \theta,$$
$$\cot \varphi = 12{\cdot}723 \quad \sin \varphi,$$

wenn wir annehmen, dass die Begrenzung durch r, die Zwillingsnaht durch p bedingt wird, d. h. $\varphi_1 = 90^\circ$, $\theta_1 = \theta_2 = 56^\circ 45'$.

Obgleich wir die Lage des Schnittes besser wählen könnten, fangen wir, um das Resultat in einem ungünstigen Falle zu zeigen, mit $\theta_0 = 90^\circ$ an. Die Reihe von Punkten, nach welchen wir Fig. 5 construirten, werden

	sin	cot		sin	tang
$\varphi_0 = 0°$	$\varphi_0 = 0$	$\theta_0 = 0{\cdot}000$	$\theta_0 = 90°$	$\theta_0 = 1$	$\varphi_1 = 0{\cdot}07185$
$\varphi_1 = 4°10'$	$\varphi_1 = 0{\cdot}072$	$\theta_1 = 0{\cdot}914$	$\theta_1 = 47°32'$	$\theta_1 = 0{\cdot}738$	$\varphi_2 = 0{\cdot}097$
$\varphi_2 = 5°33$	$\varphi_2 = 0{\cdot}096$	$\theta_2 = 1{\cdot}22$	$\theta_2 = 39°40'$	$\theta_2 = 0{\cdot}634$	$\varphi_3 = 0{\cdot}113$
$\varphi_3 = 6°23$	$\varphi_3 = 0{\cdot}112$	$\theta_3 = 1{\cdot}42$	$\theta_3 = 35°10'$	$\theta_3 = 0{\cdot}576$	$\varphi_4 = 0{\cdot}125$
$\varphi_4 = 7°10$	$\varphi_4 = 0{\cdot}124$	$\theta_4 = 1{\cdot}57$	$\theta_4 = 32°18'$	$\theta_4 = 0{\cdot}534$	$\varphi_5 = 0{\cdot}134$
$\varphi_5 = 7°40$	$\varphi_5 = 0{\cdot}133$	$\theta_5 = 1{\cdot}69$	$\theta_5 = 30°37'$	$\theta_5 = 0{\cdot}509$	$\varphi_6 = 0{\cdot}141$
$\varphi_6 = 8°03'$	$\varphi_6 = 0{\cdot}140$	$\theta_6 = 1{\cdot}78$	$\theta_6 = 29°20'$	$\theta_6 = 0{\cdot}490$	$\varphi_7 = 0{\cdot}146$
$\varphi_7 = 8°20'$	$\varphi_7 = 0{\cdot}145$	$\theta_7 = 1{\cdot}84$	$\theta_7 = 28°30'$	$\theta_7 = 0{\cdot}477$	$\varphi_8 = 0{\cdot}151$
$\varphi_8 = 8°35$	$\varphi_8 = 0{\cdot}149$	$\theta_8 = 1{\cdot}89$	$\theta_8 = 27°45'$	$\theta_8 = 0{\cdot}465$	$\varphi_9 = 0{\cdot}154$
$\varphi_9 = 8°47$	$\varphi_9 = 0{\cdot}153$	$\theta_9 = 1{\cdot}94$	$\theta_9 = 27°15'$	$\theta_9 = 0{\cdot}458$	$\varphi_{10} = 0{\cdot}157$
$\varphi_{10} = 8°58$	$\varphi_{10} = 0{\cdot}156$	$\theta_{10} = 1{\cdot}48$	$\theta_{10} = 26°45'$	$\theta_{10} = 0{\cdot}450$	$\varphi_{11} = 0{\cdot}160$
$\varphi_{11} = 9°07$	$\varphi_{11} = 0{\cdot}158$	$\theta_{11} = 2{\cdot}01$	$\theta_{11} = 26°30'$	$\theta_{11} = 0{\cdot}446$	$\varphi_{12} = 0{\cdot}161$
$\varphi_{12} = 9°09$	$\varphi_{12} = 0{\cdot}159$	$\theta_{12} = 2{\cdot}02$	$\theta_{12} = 26°10'$	$\theta_{12} = 0{\cdot}444$	$\varphi_{13} = 0{\cdot}162$

Wir sehen schon, dass wir dem Durchschnittspunkt sehr nahe sind. Nehmen wir an: $\theta_n = 25°$, so ist

$\sin \theta_n = 0{\cdot}425$ $\tan \varphi_{n+1} = 0{\cdot}169$ $\varphi_{n+1} = 9°35'$ $\sin \varphi_{n+1} = 167$

$\cot \theta_{n+1} = 2{\cdot}09$ $\theta_{n+1} = 25°30'$ $\sin \theta_{n+1} = 0{\cdot}432$

$\tan \varphi_{n+2} = 0{\cdot}165$ $\varphi_{n+2} = 9°20'$.

Für θ_{11} ist das Verhältnis der zwei φ $\dfrac{\varphi_{11}}{\varphi_{12}} = \dfrac{9°\,07'}{9°\,09} < 1$

Für θ_{n+1} ist das entsprechende Verhältnis $\dfrac{\varphi_{n+1}}{\varphi_{n+2}} = \dfrac{9°\,35'}{9°\,20} > 1$

also liegt θ dazwischen.

Das gewählte Beispiel lässt sich auch direct lösen. Gleichung (8) wird für den vorliegenden Fall

$$\mathrm{tg}^4 \varphi + 0{\cdot}1629 \ \mathrm{tg}^2 \varphi = 0{\cdot}00516.$$

Davon sind die einzelnen reellen Wurzeln $\tan \varphi = \pm 0{\cdot}16$ . . .

Die zwei Methoden stimmen also überein. Uebrigens lassen sich verschiedene Control-Bestimmungen ausführen.

Es ist leicht zu sehen, dass man in Fig. 4 aus $SP = 90° - \theta$ $\sphericalangle SP : rP = 90° \pm \varphi$ und $rP = 33°\,15'$ die Winkel $\sphericalangle PS : rS$ rechnen kann. Nehmen wir an, dass $\varphi = 9°\,15$, $\theta = 26°$, so werden $\sphericalangle PS : rS$ gleich $34°\,4$, resp. $37°\,0$.

Der starken Dispersion und Brechung wegen sind die Auslöschungsrichtungen für Titanit weder genau zu messen, noch genau zu rechnen. Es genügt also, sie mit den berechneten Tracen von c zu vergleichen.

Für eine Hälfte wurde $\sphericalangle PS : cS$ zu 13°6 berechnet (beobachtet + 20°), für die andere zu — 6° (beobachtet — 8°2).

Die scheinbaren Breiten der Tracen hängen natürlich von der Schiefe der entsprechenden Ebenen gegen die Schnittebene und von der Dicke des Dünnschnittes ab. Wenn diese überall die gleiche ist, stehen sie im Verhältnisse (Fig. 3)

$\cot SP_1 : \cot SC : \cot SP_2$, welche berechnet

wurden zu 10·4 : 10·0 : 6·14 und

beobachtet zu 7·1 : 10·0 : 4·71 nach nicht genauen Messungen mit Ocularmikrometer.

Nach der Lage von S sollte in einer Hälfte die erste Mittellinie circa 26° schief gegen die Axe des Mikroskopes liegen. In der That war sie circa 20° schief.

Die Stellung endlich, in welcher das Interferenzbild als Kreuz erscheint, können wir als diejenige betrachten, in welcher die Axenebene der Krystalle parallel einem Hauptschnitt des Nicols ist. Diese Stellung soll hier gegen die Trace von P (Fig. 4) einen Winkel $= SPc = -9°2$ bilden. Ungenaue Messungen gaben $SPc = -4°2$.

Die Uebereinstimmung ist nicht besonders gross, jedoch besser als nach irgend einer anderen Annahme über die Begrenzungsflächen. Die verschiedenen Controlen (Vergleichung der thatsächlich beobachteten mit den berechneten Grössen) in günstigen Schnitten können auch mehr oder weniger numerischen Werth haben für Bestimmung der optischen Constanten u. s. w.

Welche von zwei Annahmen die richtige sei, entscheiden diese Controlbestimmungen gewöhnlich sehr leicht, wie zum Schluss die folgende Tabelle graphisch darstellt, zu welcher zwei Zwillingsdurchschnitte von Titanit (Fig. 6 und 7) mit ihren Auslöschungen gezeichnet wurden.

Darunter ist eingetragen, wie die Auslöschungen und untere Begrenzung nach der angegebenen oberen Begrenzung sein müssten, wäre die Naht durch $P(001)$, die Begrenzung durch die Flächen n bedingt (Fig. 8 und 9).

Für Fig. 6 wurde α beiläufig zu + 36°, $\beta = -24°$, $\gamma = -42°$, $\delta = -23°$ beobachtet.

Für Fig. 8, angenommen, dass $\alpha = +36°$, $\beta = -24°$, wurden γ zu + 24° und δ zu — 9°30′ berechnet, und α' und β', die in dem

anderen Individuum α und β entsprechen, müssen dann $+ 15^0 30'$, respective $- 28^0 10'$ werden.

Hätten wir angenommen, dass die Begrenzung durch *n*, die Naht aber durch $\bar{1}03$ bedingt wurde, so würde $\gamma = -11^0$, $\delta - 4^0 20'$.

Nehmen wir aber an, dass die Begrenzung durch *n*, die Naht durch *P* bedingt sind, so wird $\gamma = 43^0 10'$, $\delta = -25^0 30'$, welche Werthe eine genügende Uebereinstimmung mit den Beobachtungen zeigen.

Fig. 6.

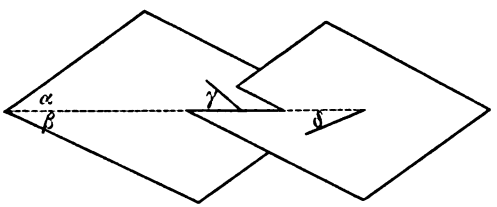


Fig. 7.

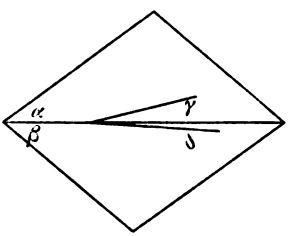


Fig. 8.

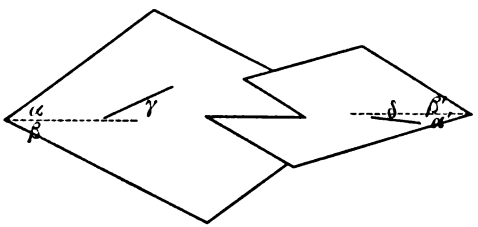
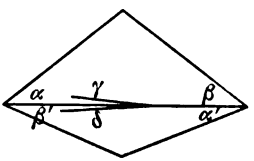


Fig. 9.



In noch einem anderen Falle ergeben sich folgende Resultate (Fig 7 und 9):

Beobachtet Fig. 7	$\alpha = 39^0$	$\beta = -40^0$	$\gamma = +12^0$	$\delta = -2^0$
Nach der 1. Annahme ergibt sich (Fig. 9)	$\alpha' = 23^0 10'$	$\beta' = 20^0 40'$	$\gamma = -6^0 10'$	$\delta = +1^0 40'$
Nach der 2. Annahme ergibt sich	$\alpha' = \alpha$	$\beta' = \beta$	$\gamma = +1^0 50'$	$\delta = -50'$
3 u. richtige Annahme . .	$\alpha' = \alpha$	$\beta' = \beta$	$\gamma = +10^0$	$\delta = -2^0 30'$

XI. Ueber die Krystallform und das optische Verhalten des Fruchtzuckers.

Von **M. Schuster.**

(Mit 1 Holzschnitt.)

Vor mehreren Wochen ist es meinen beiden geehrten Freunden, den Herren M. Hönig und St. Schubert an der technischen Hochschule in Brünn, gelungen, Fruchtzuckerkrystalle in messbarer Form darzustellen.

Der Fruchtzucker selbst war aus Inulin durch Inversion mittelst $^1/_2$procentiger Schwefelsäure gewonnen worden. [1])

Von den bei dieser Gelegenheit erhaltenen Präparaten wurde mir ein ausreichendes Material zur krystallographischen und optischen Bestimmung übergeben, deren Resultate ich im Nachfolgenden mitzutheilen mir erlauben werde.

Diese Resultate dürften schon aus dem Grunde grösseres Interesse beanspruchen, weil es das erstemal zu sein scheint, dass derartige Bestimmungen an Fruchtzuckerkrystallen überhaupt vorgenommen werden konnten; wenigstens war es uns nicht möglich, in der uns zugänglichen Literatur irgend welche nähere Angaben über die Krystallform und das optische Verhalten der Fruchtzuckerkrystalle vorzufinden, während andere Zuckerarten (wie Traubenzucker, Rohrzucker, Milchzucker) bekanntlich zum Theile sogar wiederholt bereits Gegenstand der Untersuchung gewesen sind.

Die Ersten, welche die Laevulose krystallisirt darstellten, waren, wie mir Herr Hönig brieflich mittheilt, die Franzosen Jungfleisch und Lefranc.

Nach ihren Angaben (Comptes rendus. 1881, 93, pag. 547) bildet sie feine seidenglänzende Nadeln, die fast 1 Centimeter lang werden und kugelförmig um einen Mittelpunkt geordnet sind. Ueber die Flächenbeschaffenheit dieser Nadeln, das System, dem sie angehören,

[1]) Die Details der Darstellung, insbesondere der Reinigung mit Hilfe von käuflichem absoluten Alkohol werden ausführlicher in der Arbeit der genannten Autoren „Zur Kenntnis der Kohlehydrate, II. Mittheilung" im Juliheffe der k. Akad. d. Wiss. in Wien veröffentlicht werden.

ihre optischen Eigenschaften findet sich daselbst keine bestimmte Nachricht vor. Dagegen machen die erwähnten Forscher bereits darauf aufmerksam, dass die Krystalle, durch Liegenlassen über Schwefelsäure von Alkohol befreit, nur wenig hygroskopisch sind.

Nach diesen beiden Chemikern in Frankreich, beschäftigte sich Dr. A. Herzfeld in Deutschland mit der Darstellung der krystallisirten Laevulose und er beschreibt sie im Gegensatz zu Jungfleisch und Lefranc neuerdings als eine sehr hygroskopische Substanz (Zeitschrift des Vereines f. d. Rübenzucker-Industrie des deutschen Reiches, 1884, 34, pag. 430). Er sagt diesbezüglich wörtlich: „Wegen der ausserordentlich grossen Hygroskopicität der Substanz gelang es auch nicht, die Krystalle, welche zum Theil sehr gut ausgebildet waren, in einer messbaren Form aufzubewahren. Beim Entfernen der alkoholischen Mutterlaugen, welches am bequemsten durch wiederholtes Behandeln mit absolutem Aether und Stehenlassen im Exsiccator stattfindet, verloren dieselben stets die scharfen Kanten und Ecken." Letzteres ist bei den mir übergebenen Krystallen nur in beschränktem Masse der Fall, soferne sie an einem trockenen Orte aufbewahrt werden; wenn auch die Kanten nicht selten sich etwas abrunden und einkerben, behalten die Flächen selbst doch meist ihre ursprüngliche Beschaffenheit mit grösserer Beständigkeit bei.

Dagegen ergaben sich allerdings mannigfache Schwierigkeiten aus der Kleinheit der Krystalle[1]), welche bei deren Auswahl und Lostrennung von der Unterlage die Anwendung einer Lupe unbedingt nöthig machte, während die gleichzeitige Weichheit der Substanz, die Empfindlichkeit derselben gegen jede Berührung mit den Fingern, wie gegen das Behauchen, grössere Vorsicht der Manipulation erforderte, wofern nicht die Krystalle noch vor der Befestigung auf dem Wachse schon beim Abheben zerdrückt und beschädigt oder ihres Glanzes beraubt und so zur Messung untauglich gemacht werden sollten.

Jedenfalls war ich im Stande, nicht nur unmittelbar nach der Ankunft der Krystalle, sondern auch mehrere Tage später einige Exemplare vollständig durchzumessen und dabei zu untereinander und an sich vollkommen befriedigenden Resultaten zu gelangen.

---

[1]) Im Maximum betrug ihre Länge 2 Millimeter, ihre Breite 1 bis $1^1/_2$ Millimeter; in der Regel waren sie aber nur halb so gross und noch kleiner.

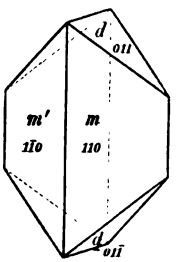
Krystallsystem. Flächenbeschaffenheit und Flächenentwicklung. Zwillingsbildung.

Die Flächenreflexe waren zwar niemals ausgezeichnet, gestatteten jedoch, nicht nur die Flächensymmetrie und das Krystallsystem mit unzweifelhafter Sicherheit zu bestimmen, sondern auch die zur Feststellung des Axensystems erforderlichen Winkelwerthe mit hinreichender Genauigkeit zu ermitteln.

Das Krystallsystem ist rhombisch und das Axenverhältnis berechnet sich aus den Winkeln $110 : 1\bar{1}0$ und $011 : 0\bar{1}1$ folgendermassen:

$$a : b : c = 0{\cdot}800673 : 1 : 0{\cdot}906744$$

Die schönsten und reinsten, zum Theile wasserklaren Krystalle, welche auf dem halbkugeligen Boden einer Krystallisirschale wirr hingelagert sich einzeln vorfinden, besitzen durchwegs prismatischen Habitus und bestehen zum grössten Theile aus der einfachen Combination der genannten zwei Prismenflächen, von denen das eine, vorherrschend entwickelte *(m)* zum verticalen Grundprisma (110), das zweite, die auf solche Weise gebildete Säule dachförmig abstumpfende Prisma *(d)* zum Längsdoma (011) gewählt wurde.



Der häufigste Typus der Flächenentwicklung, welcher an die einfachsten Baryt- oder Anglesit-Combinationen erinnert, ist in beistehender Figur zur Darstellung gebracht.

Die Flächen *m* waren an allen Individuen glänzender und glatter und gaben schönere, dagegen oft mehrere Reflexe, die Flächen *d* waren stets etwas matter und rauher, dagegen mit nur einem, höchstens zwei einander ganz nahe gelegenen Reflexbildern versehen. Mit dem Grade der Aetzung (beim Behauchen oder im feuchten Raume) nimmt natürlich die Messbarkeit ab. Auf *d* erscheint dann ein dreieckiges Lichtbild etwa wie auf geätzten Alaunoktaëdern — auf *m* scheint sich die Anzahl der Reflexe in der Nähe der Zone $110 : 1\bar{1}0$ zu vermehren und von den Positionen (110) selbst gehen dreiseitige kurze Lichtschweife aus.

Von sonstigen Krystallflächen wurden nur gelegentlich und einseitig auftretende unmessbare Abstumpfungen des durch Zusammentreten der Kanten $110\,1\bar{1}0$ und $011\,0\bar{1}1$ z. B. gebildeten Eckes bemerkt, oder es waren die oben ausgebildeten Domen 011 und $0\bar{1}1$,

am unteren Ende etwa durch vier steilere Pyramidenflächen vertreten, welche auf die Kanten *md* gleichsam aufgesetzt erschienen.

Hierin wie in der Vertheilung der Reflexe und im Aussehen der Lichtbilder auf den verschiedenen Flächen fand sich eine Tendenz zu hemimorpher Flächenentwicklung mehrfach unverkennbar ausgesprochen; doch scheint diese Tendenz unter dem Einflusse rein äusserer Umstände, namentlich der Art des Auf- und Zusammenwachsens in sehr wechselnder Weise zum Ausdrucke zu kommen.

In den meisten Fällen sind nun die Krystalle so aufgewachsen, dass sie auf einer der vorherrschend entwickelten Flächen *m* flach aufliegen — seltener sind sie so gestellt, dass die scharfe Kante $110 : \bar{1}10$, noch seltener so, dass die stumpfe Kante $110 : 1\bar{1}0$ horizontal liegt; auf einer der Flächen *d* sind sie am seltensten aufgewachsen und dann meist zugleich von oktaëdrischem Typus. Gerade dann, wenn die Individuen längs der scharfen Kante *m*/*m*, jedoch mit einer Fläche aufgewachsen sind, welche einem sehr steilen Längsdoma ungefähr entsprechen würde, ist die einseitige Ausbildung von zwei steileren Pyramidenflächen an Stelle der der Unterlage benachbarten *d*-Fläche der Oberseite am häufigsten zu bemerken.

Noch ein anderer Umstand verdient hier erwähnt zu werden, nämlich das Auftreten von Zwillingsbildungen.

Es finden sich sowohl solche nach einem Querdoma $(h0l)$ als auch solche nach einer der Prismenflächen *m*.

Die ersteren treten besonders deutlich hervor, wenn die Individuen mit dem vierflächigen Eck (der scharfen Kante $110 : \bar{1}10$) nach aufwärts liegen, in welchem Falle die nach der Verticalaxe sehr langgestreckten beiden Zwillingsindividuen blos mit ihrem Kopfe zusammenstossen, während ihre zur horizontalen Unterlage parallelen Verticalaxen innerhalb der, beiden gemeinsamen, Ebene der Längsflächen auf einander ungefähr senkrecht zu stehen kommen.

Die zweite Art von Zwillingsbildung ist noch häufiger, besonders dann, wenn die Individuen längs einer Prismenfläche 110 aufgewachsen sind. In diesem Falle findet man die Individuen nicht nur öfters, wie erwähnt, nach der betreffenden Prismenfläche tafelartig ausgebildet, sondern auch gleichzeitig zu zweien in Zwillingsstellung nach derselben Fläche übereinandergelegt, als Zwillinge dann oft erst im polarisirten Lichte und an den oben und unten am Kopfe

hervortretenden, symmetrisch gelagerten Kanten d/d' und $\bar{d}\ \bar{d}'$ erkennbar, da die Kanten der verticalen Zone oft vollständig ineinanderfallen.

Endlich waren noch hie und da Zwillinge nach einem zweiten verticalen Prisma $(hk0)$ zu bemerken, welche ganz das Aussehen gewisser Cerussitzwillinge besassen und an denen hemimorphe Ausbildung der oberen und unteren Hälfte wieder fast regelmässig zum Ausdrucke kam, insoferne an dem einen Ende der gemeinsamen Verticalaxe zwei Flächen d im stumpfen Winkel zusammenstiessen, während am anderen Ende derselben an ihrer Stelle vier Pyramidenflächen zusammentraten, von denen die inneren, sowie die unter ihnen gelegenen verticalen Prismenflächen mit denen des Zwillingsindividuums einspringende Winkel bildeten.

Messungsresultate.

An einem der geeignetsten Krystalle wurden die folgenden Normalen-Winkel bestimmt:

$$m\,m = 110 : 1\bar{1}0 = 77^\circ 22' \text{ im Mittel}$$
$$d\,d = 011 : 0\bar{1}1 = 84^\circ 24'$$

Diese Winkel wurden der Berechnung des Axenverhältnisses zu Grunde gelegt. Der Winkel von d zur anliegenden Fläche m ergibt sich daraus zu $65^\circ 10'$. Für den letztgenannten Winkel wurden an demselben Krystalle die folgenden Werthe gemessen:

$$011 : 110 = 65^\circ 12'$$
$$011 : \bar{1}10 = 65^\circ 2'$$
$$0\bar{1}1 : 1\bar{1}0 = 65^\circ 16'$$
$$0\bar{1}1 : \bar{1}\bar{1}0 = 65^\circ 10'$$
$$\text{im Mittel} \quad 65^\circ 10' \text{ also genau gleich dem}$$

berechneten Werthe.

Die vorstehenden Zahlen geben zugleich beiläufig die Grenzen an, zwischen denen die Differenzen der Einzelbeobachtungen bezüglich der Winkel $m : m'$ und $d : d'$ am gleichen Krystalle sich bewegen. An anderen minder guten Krystallen waren diese Differenzen allerdings grösser, was nachfolgende Zahlen darthun mögen. So lieferte z. B. an einem anderen Individuum die Messung der Zone $m\,m'$ die folgenden Winkel:

$$110 : 1\bar{1}0 = 77^\circ 4',\ 1\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}0 = 104^\circ 4' \text{ (resp. } 102^\circ 42')$$
$$\bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}10 = 75^\circ 59' \text{ (bezüglich jenes zweiten Reflexes aber } 77^\circ 21')$$
$$\text{und } \bar{1}10 : 110 = 102^\circ 53'.$$

In noch anderen Fällen ergaben sich Reflexgruppen von 74° 49′ — 76° einerseits, 77° 4′ bis 77° 30′ und 78° 14′ bis 78° 42′ andererseits. Die mittleren Zahlen beziehen sich auf die Position (110), die beiden anderen auf Vicinalreflexe, welche (z. Th.) von Aetzflächen herrühren.

Bezüglich der zuletzt angeführten waren auch in der Zone *d m*, abgesehen von dem die Position (110) markirenden, im Winkelabstande von 65° auftretenden Hauptreflexe, neben einem in kleinerem Abstande (circa 64°) erscheinenden Reflexbilde gleichzeitig in der Regel noch je zwei einander sehr nahe gelegene Reflexe zu beobachten, deren Verbindungslinie, die Zone *m d* schräg durchschneidend, auf den benachbarten *m*-Flächen eine symmetrische Lage einnimmt und deren mittlerer Abstand von *d* stets um 67° herum gefunden wurde.

Ausser den soeben näher beschriebenen, nach der Verticalaxe langgestreckten Krystallen von prismatischem Habitus traten, wie erwähnt, auch noch solche Individuen auf, die durch eine fast gleichmässige Entwicklung sämmtlicher vier Flächen von *m* und von *d* einen oktaëderähnlichen Typus repräsentiren, welcher oft an eine etwas verzerrte quadratische Pyramide erinnert. Diese Ausbildungsweise nun ist charakteristisch für ein zweites mir gleichfalls zur Untersuchung übersandtes Fruchtzuckerpräparat, welches einer drusigen Kruste entnommen zu sein scheint und aus einer lockeren Anhäufung von derartigen grösstentheils regellos zusammengewachsenen, schwach gelblich gefärbten Individuen besteht.

Einzelne fast rundum ausgebildete Kryställchen, herauspräparirt und durchgemessen, lieferten Resultate, die sich von den an den prismatischen Individuen gewonnenen in nichts unterschieden.

Auch die zuletzt erwähnten Vicinalreflexe auf *m* fehlen hier nicht nur nicht, sondern waren eher noch besser messbar und es wurden beispielsweise für die in weiterem Bogenabstande von *d* befindlichen Vicinalflächen an einem solchen Individuum die betreffenden Winkel ringsherum, wie folgt, gefunden

67° 17′, 67° 46′, 67° 56′, 67° 20′.

Ein drittes, noch stärker gelblich gefärbtes Präparat besteht aus einem Aggregat sehr feiner Nädelchen, welche alle radialstrahlig um einen Mittelpunkt geordnet sind und in ihrer Vereinigung rosettenförmige, halbkugelige Drusen oder vollkommene Sphärokrystalle darstellen. Das Aussehen dieser Krystallisation, welche nach freund-

licher Mittheilung der Herren Darsteller als eines der ersten Erstarrungsproducte durch Zusammenziehen syrupähnlich eingedickter Tropfen, aus stark übersättigter Lösung also sich herausbildete, während die zuerst beschriebenen schönen Einzelkrystalle als das Endproduct, erst nach wiederholtem Umkrystallisiren, durch langsames Verdunsten aus nicht gesättigten Lösungen gewonnen wurden, stimmt also fast vollständig mit der Beschreibung überein, welche Jungfleisch und Lefranc von ihrem Producte gegeben haben.

Diese radialfaserigen Aggregate sind desto dichter, je gelber sie erscheinen, und bestehen aus desto grösseren Individuen, je heller sie gefärbt sind. In der Mitte der kugeligen Gebilde ist fast überall ein weisser (amorpher) Kern enthalten; die peripherischen Enden der radienförmig davon auslaufenden feinen Fasern ragen zuweilen frei heraus und werden dann von Krystallflächen abgeschlossen, deren Anblick darauf hindeutet, dass die einzelnen Stengel im Querschnitte ungefähr den Säulenflächen *(m)* der oben beschriebenen Krystalle entsprechen würden, während an Stelle des Daches *(d)* viel häufiger eine gerundete Endfläche vorhanden zu sein scheint. Messungen, durch welche diese Deutung hätte geprüft werden können, liessen sich nicht anstellen.

Dagegen erwies die an Dünnschliffen solcher sphärolithischer Gebilde vorgenommene optische Prüfung mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass den zuvor beschriebenen, gut ausgebildeten Individuen und den vorliegenden krystallinischen Aggregaten mindestens das gleiche Krystallsystem und Axenverhältnis, wenn auch vielleicht eine andere Flächenentwicklung, zukomme.

Optisches Verhalten.

Zwischen gekreuzten Nicols im parallelen, polarisirten Lichte herrscht auf den Flächen *m* und *d* gerade Auslöschung, parallel zu den Kanten *m*/*m* einerseits und *d*/*d* andererseits.

Die Polarisationsfarben sind dabei sehr lebhaft.

Bisweilen findet aber gar keine ordentliche Auslöschung statt. Diese Thatsache ist, wie die Betrachtung lehrt, auf Vorhandensein von Zwillingsbildung, besonders nach (110) zurückzuführen. Im letzteren Falle erhält man im convergenten, polarisirten Lichte auf den Prismenflächen *m* ein sehr gestörtes Interferenzbild von flach gedrückten, elliptischen Ringen.

Auf *d* war überhaupt kein Interferenzbild sichtbar, auf *m* hingegen in allen Fällen, wo jene Störung durch Zwillingsbildung nicht stattfand, ein solches, das sich von einem einaxigen Bilde, wie es beispielweise auf den Spaltflächen eines Kalkspathes sichtbar wird, bezüglich der Orientirung, der kreisförmigen Krümmung des Ringsystems und des Auftretens eines während der Drehung vollständig geschlossen bleibenden schwarzen Kreuzes zuweilen absolut nicht unterscheiden liess.

Die Orientirung war stets eine derartige, dass die optische Axe in der Mitte der stumpfen Kante $110 : 1\bar{1}0$ auszutreten schien, also mit der krystallographischen Axe *a* zusammenfiel. In einzelnen, besonders günstigen Fällen war jedoch bereits eine derartige Farbenvertheilung an den Kreuzesbalken und am innersten Ringe wahrzunehmen, wie sie einem wirklich einaxigen Krystalle nicht entspricht, indem bei der Dunkelstellung der Fläche *m* zu beiden Seiten des auf die Kante *m*/*m'* senkrechten Kreuzesbalkens vorherrschend blaue Farbentöne, an dem sichtbaren Rande des derselben Kante parallelen zweiten Kreuzesbalkens hingegen vorherrschend röthliche Farbentöne im innersten Ringe sich ansammelten. Alle weiteren Beobachtungen wurden an solchen Individuen angestellt, die längs ihrer stumpfen Kante *m*/*m'*, also mehr oder weniger parallel zu ihrer Querfläche, aufgewachsen waren.

Hier zeigte sich in der Regel das Bild eines schwach anomalen einaxigen Krystalles, ein schwarzes Kreuz, das sich beim Drehen des Objecttisches kaum in dem innersten Theile etwas öffnete und rundete, umgeben von einem Ringsystem, welches desto kreisförmiger erschien, je symmetrischer die benachbarten *m*-Flächen zur horizontalen Unterlage geneigt waren.

Präparate, an denen eine Querfläche angeschliffen war, verhielten sich ähnlich. An anderen in Glycerin eingelegten Präparaten endlich war es möglich, durch Beobachtung im rothen und blauen Lichte die Ursache des scheinbar anomalen Verhaltens klarzustellen. Es ergab sich nun mit Gewissheit, dass eine optisch-zweiaxige Substanz vorliege, welche aber durch zwei Eigenthümlichkeiten zugleich ausgezeichnet ist: 1. dadurch, dass die Axenebenen für die rothen und blauen Strahlen des Spectrums eine gekreuzte Stellung einnehmen, 2. dadurch, dass der Axenwinkel für blau zwar etwas grösser ist als für roth, in beiden Fällen aber so wenige Grade

beträgt, dass eben die den beiden Farben angehörigen Interferenzcurven sich zu einem nahezu kreisförmigen Gesammtbilde vereinigen können. Die Axenebene für die blauen Strahlen fällt nach mehreren übereinstimmenden Beobachtungen mit der Längsfläche (010), die Axenebene für roth mit der Endfläche (001) zusammen und die senkrecht zur Querfläche (100) austretende erste Mittellinie verhält sich stets positiv, wonach sich für die Lage der drei optischen Hauptelasticitäten folgendes Schema aufstellen lässt (unter a, b, c die drei krystallographischen Axen verstanden):

$a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{a}$ und $c = \mathfrak{b}$ (rothe Strahlen)

$a = \mathfrak{c}$, $c = \mathfrak{a}$ und $b = \mathfrak{b}$ (blaue Strahlen).

Aus den angeführten Thatsachen folgt, dass der Axenwinkel für Strahlen von mittlerer Brechbarkeit gleich Null sein muss, für diese verhält sich die Substanz also genau wie ein optisch einaxiger Körper.

Während nun in den „mimetischen" Krystallen ein optisch einfacherer Bau mit einer höher symmetrischen Flächenentwicklung sich verbindet, hat man hier gleichsam den umgekehrten Fall vor sich, indem die vorliegende Substanz bei rhombischer Flächensymmetrie das optische Verhalten eines quadratischen oder hexagonalen Krystalles nachahmt und für bestimmte Farbenstrahlen auch wirklich erreicht.

Derartige Substanzen sind bisher noch wenig bekannt geworden. Einigermassen ähnlich verhält sich zum Beispiel wohl der monoklin krystallisirende Glauberit, welcher gleichfalls bei gekreuzter Lage der Axenebenen einen ziemlich kleinen Axenwinkel besitzt; doch gibt sich hier die Zweiaxigkeit schon im Verlaufe der Interferenzcurven sehr deutlich zu erkennen.

Interessanter und wichtiger erscheint mir der Vergleich mit gewissen, isomorphen Mischungen, bei denen ein analoges Verhalten, wie das hier beschriebene, unter gewissen Voraussetzungen theoretisch vorauszusehen ist.

Das beste und naheliegendste Beispiel liefern uns die beiden rhombischen, isomorphen Seignettesalze, deren Mischungen bereits Sénarmont näher studirt hat.

Im weinsauren Ammoniaknatron $(Am_2 C_4 H_4 O_6 + Na_2 C H_4 O_6) + 8 aq$, fällt die optische Axenebene mit der Querfläche, die erste negative Mittelline ($\mathfrak{a}$) mit der Verticalaxe zusammen; in dem damit

isomorphen, mithin die gleiche Krystallform besitzenden, weinsauren Kalinatron ($K_2 C_4 H_4 O_6 + Na_2 C_4 H_4 O_6) + 8 aq$ fällt dieselbe (aber hier stumpfe) Mittellinie (a) wieder mit der Verticalaxe, die Axenebene aber diesmal mit der Längsfläche zusammen.

In den Mischungen, in denen das erste Salz vorherrscht, behält (nach demselben Autor) die Axenebene ihre Lage innerhalb der Querfläche, in solchen, in denen das zweite Salz vorwiegt, die Lage ebenso innerhalb der Längsfläche bei —, während in allen diesen Fällen der um die gemeinsame Elasticitätsaxe a gelegene Axenwinkel sich verkleinert.

In gewissen, dazwischen liegenden Mischungen tritt nun nach Sénarmont der höchst interessante Fall ein, dass der Uebergang aus der optischen Orientirung des ersten Salzes in die des zweiten für gewisse Farbenstrahlen bereits erfolgt ist, während für andere Farbenstrahlen noch die ursprüngliche Orientirung fortbesteht.

Da gleichzeitig der Axenwinkel für beide sehr klein geworden ist, so verhalten sich also derartige isomorphe Mischungen der genannten Substanz optisch ganz gleich den vorstehend beschriebenen Fruchtzuckerkrystallen.

Wenn es gestattet wäre, die daraus sich ergebende Parallele weiter zu ziehen, so wäre aus diesem analogen Verhalten vielleicht zu folgern, dass der vorliegende Fruchtzucker selbst eine derartige, isomorphe Mischung darstellt und dürfte man demnach erwarten, dass es zwei in der Krystallform ganz gleiche Laevulosearten gibt, welche sich optisch nur dadurch von einander unterscheiden, dass in der einen die optische Axenebene parallel zur Endfläche, in der anderen parallel zur Längsfläche orientirt ist.

Wenn wir zum Schlusse noch einen Blick auf die krystallographischen und optischen Eigenschaften einiger anderer, bisher in dieser Hinsicht beschriebenen Zuckerarten werfen, so müssen wir sagen, dass sich dieselben von denen der vorliegenden Fruchtzuckerkrystalle ziemlich wesentlich zu unterscheiden scheinen. Der Rohrzucker krystallisirt bekanntlich monoklin, kommt also beim Vergleiche nicht weiter in Betracht. Mycose und Milchzucker krystallisiren zwar rhombisch, besitzen aber beide ein von dem hier ent-

wickelten gänzlich verschiedenes Axenverhältnis; der Milchzucker hat überdies auch noch eine ganz andere optische Orientirung, indem gerade die Elasticitätsaxe a, als negative, erste Mittellinie hier mit der krystallographischen Längsaxe zusammenfällt — und Mycose kann wohl schon wegen des Wassergehaltes nicht gut zum Vergleiche herangezogen werden.

Was endlich die bisher dargestellten und untersuchten Krystalle von Traubenzucker betrifft, bei denen eine gewisse Analogie mit dem Verhalten des Fruchtzuckers von vorneherein noch am frühesten zu erwarten wäre, so gehören diese theils (gleich dem Rohrzucker) dem monoklinen Systeme an, nämlich die von Becke gemessenen, im Laboratorium von Prof. Ludwig aus Honig dargestellten Krystalle [1]), theils bilden sie durchwegs sogar Zwillinge des triklinen Systems (wie die von Brezina seinerzeit beschriebenen und berechneten Krystalle [2]), sind also jedenfalls von den vorliegenden Fruchtzuckerkrystallen gänzlich verschieden.

Wien, Mineralog.-petrogr. Universitäts-Institut, Juni 1887.

---

[1]) Diese Mittheilungen. Bd. II, pag. 184.

[2]) Journ. f. prakt. Chemie. II, 21, 248.

XII. Barytocölestin von Werfen in Salzburg.

Von **Dr. E. Hatle** und **H. Tauss.**

Als häufiger Begleiter des Wagnerits von Werfen (Färber-, Höll- und Raidelgraben) ist ein röthlichweisses bis fleischrothes Mineral zu beobachten, welches zuerst für Gyps [1]) gehalten und bisher als Baryt [2]) bezeichnet wurde. Da dunkelweingelber Wagnerit infolge Verwitterung ebenfalls eine blassfleischrothe Farbe annimmt, so kann bei oberflächlicher Besichtigung eine Verwechslung beider Minerale immerhin stattfinden; namentlich dürfte solcher Baryt — die Ursache seien Unkenntnis oder unlautere Motive — bestrebt sein, in unwürdiger Weise die Stelle des so seltenen, specifisch salzburgischen Minerals einzunehmen und thatsächlich wurde derselbe auch als Wagnerit in den Handel gebracht. Bei Krystallen und frischem Materiale geben die verschiedenen morphologischen und Cohärenzverhältnisse beider Minerale zahlreiche Merkmale zu ihrer Unterscheidung, bei verwitterter Substanz jedoch kann nur die chemische Prüfung ein entscheidendes Resultat liefern. Bei einer solchen Untersuchung zeigte es sich nun, dass im Baryt von Werfen ausser Baryterde noch eine zweite alkalische Erde in grösserer Menge vorhanden ist, denn nach der gelbgrünen Barytflamme trat stets eine carminrothe, Strontian andeutende Flammenfärbung auf, was auch durch die spectroskopische Prüfung bestätigt wurde. Damit war die Veranlassung gegeben, das bisher für Baryt gehaltene, nun aber als Barytocölestin zu bezeichnende Mineral einer genaueren Untersuchung zu unterwerfen, soweit dies das zu Gebote stehende Material ermöglichte.

Der Barytocölestin von Werfen bildet Drusen bis 6 Centimeter langer und 1·5 Centimeter dicker, nach der Brachydiagonale säulenförmiger Krystalle [3]), oder er erscheint in parallel-, radial- und krumm-

---

[1]) Moll, Ephemeriden der Berg- und Hüttenkunde. 1805, I, pag. 209; Ehrlich, Ueber die nordöstlichen Alpen. 1850, pag. 49.

[2]) Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1869, XIX, pag. 232; Fugger, Min. d. Herzogth. Salzburg, pag. 66 u. 75.

[3]) Die meisten morphologischen Angaben, sowie das specifische Gewicht und die Analyse beziehen sich auf ein Exemplar, welches aus einem oberhalb der Station Werfen in einer Schlucht befindlichen Wasserfalle stammt.

stengeligen Aggregaten und blätterigen und körnigen Massen. Die wenig vollkommenen Krystalle gestatteten keine exacten Messungen [1]), doch konnten mittelst Contactgoniometers an einigen Krystallen solche, den betreffenden Winkeln des Baryts und Cölestins nahekommende Werthe erhalten werden, wonach dieselben der Combination (011) (010) (120) angehören. Die meisten Krystalle sind nach der Brachydiagonale säulenförmig in die Länge gestreckt, seltener sind durch Vorherrschen von (010) rectangulär-tafelartige Formen zu beobachten. Viele Krystalle sind quer, namentlich parallel zur Spaltungsrichtung (101) stark zerklüftet und auch gebogene säulenförmige Krystalle kommen vor. Während die Oberfläche der Krystalle meist rauh, wenig glänzend, oder nur schimmernd bis matt, nicht selten theilweise mit Körnchen und Krusten von Kalk bedeckt und überhaupt mehr weniger angegriffen ist, erscheint das Innere noch völlig frisch und liefert ziemlich glatte, nach (101) perlmutterartig glänzende Spaltflächen. Die Barytocölestinsubstanz besitzt eine röthlichweisse bis fleischrothe Farbe und ist durchscheinend bis kantendurchscheinend. Die Härte frischer Spaltstücke beträgt 3·5 und das specifische Gewicht sorgfältig ausgewählter Kernspaltstücke, im Pyknometer und mittelst hydrostatischer Wage bestimmt, wurde zu 4·147, 4·155, 4·170 gefunden; demnach ist 4·17 als das richtigere spec. Gewicht anzusehen [2]), welches Maximum erhalten wurde, nachdem die unter Wasser befindliche Substanz vorher im Recipienten der Luftpumpe von den anhaftenden Luftbläschen befreit wurde.

In Gesellschaft des Barytocölestins treten nach vorliegenden Handstücken auf: Krystallisirter und derber, oft zerfressener Quarz,

[1]) Wahrscheinlich dürfte manche Sammlung von dieser Substanz auch zu genauen Winkelmessungen geeignete Krystalle besitzen, an welchen constatirt werden könnte, ob und inwiefern eine bestimmte Abhängigkeit zwischen den wechselnden Mengen der isomorphen Verbindungen ($BaSO_4$, $SrSO_4$) und den Winkelschwankungen herrsche. Zwar fehlt es am Barytocölestin nicht an derartigen, meist jedoch einseitigen und mangelhaften Untersuchungen (Hugard, Ann. des Mines (4), XVIII, pag. 3 u. Compt. rendus, XLVI, pag. 1263; Auerbach, Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. LIX, 1869, pag. 549; Neminar, Diese Mitth. 1876, pag. 59; vergl. Arzruni, Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1872, XXIV, pag. 484 und Groth, Pogg. Ann. XIII, 1868, pag. 193), welche aber so lange nicht zu einer befriedigenden Lösung der Frage führen können, als nicht die an mehreren Krystallen gemessenen Winkel mit den von diesen Krystallen selbst erhaltenen Analysenergebnissen verglichen werden.

[2]) Goldschmidt, Bestimmung des specifischen Gewichtes von Mineralien. Ann. d. k. k. naturhist. Hofmuseums. I, pag. 127.

Kalkspath, äusserlich infolge Verwitterung gebräunter Breunnerit (Mesitin), Lazulith und der bekannte brüchige, licht graugrüne Thonschiefer.

Die zur Analyse bestimmten, aus möglichst frischem Material ausgesuchten Stücke wurden zunächst für sich, dann fein gepulvert mit kalter verdünnter Salzsäure digerirt, um sie von dem anhaftenden Calciumcarbonat zu befreien; dass hierbei nur Calcium in Lösung ging und in dieser demnach nur reines Chlorcalcium vorhanden war, zeigte die Flammenfärbung und spectralanalytische Untersuchung. Das reine Pulver wurde nun durch Glühen im Platintiegel getrocknet, mit der vierfachen Menge Soda aufgeschlossen, das schwefelsaure Natron, sowie die überschüssige Soda mit Wasser ausgewaschen, bis das Filtrat keine Schwefelsäurereaction mehr zeigte, und die Carbonate von Baryum und Strontium in heisser Salzsäure gelöst. Um einen Säureüberschuss zu vermeiden, wurde die Lösung im Wasserbade zur Trockne abgedampft, der Rückstand in wenig Wasser gelöst und das Baryum mit frisch bereiteter Kieselfluorwasserstoffsäure unter Zusatz von Alkohol als Kieselfluorbaryum gefällt und gewogen. Im Filtrat befand sich alles Strontium, welches mittelst Schwefelsäure als Sulfat bestimmt wurde. Diese Methode ergab eine vollständige Trennung von Baryum und Strontium, und $BaSiFl_6$ und $SrSO_4$ erwiesen sich im Spectroskope vollkommen rein, während nach der Methode durch Digeriren mit kohlensaurem Ammon kein reiner, strontianfreier schwefelsaurer Baryt erzielt werden konnte, respective ein zu geringer Strontiumgehalt erhalten wurde.

Die Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

Baryumsulfat	84·80 Procent
Strontiumsulfat	15·05 „

Nach diesem Resultate ist der Barytocölestin von Werfen eine isomorphe Mischung der beiden Sulfate nach der Formel $4BaSO_4 + SrSO_4$, und entspricht fast genau der Zusammensetzung des von Rammelsberg[1]) analysirten Minerals von Görzing in Anhalt-Cöthen. Von zersetztem Werfener Barytocölestin löst kalte, verdünnte Salzsäure eine bedeutende Menge von kohlensaurem Strontian; derselbe zeigt demnach ganz gleiche Zersetzungserscheinungen wie der von Zepharovich[2])

[1]) Pogg. Ann. 1846, LXVIII, pag. 514.

[2]) Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. 1868, LVII, pag. 740; Zepharovich, Min. Lex. II, pag. 51.

und Ullik[1]) untersuchte Barytocölestin vom Greiner in Tirol. Zwar vermuthete v. Zepharovich, dass der Barytocölestin vom Greiner ($3BaSO_4 + 4SrSO_4$) ein Gemenge, nicht eine chemische Verbindung von Baryum- und Strontiumsulfat sei, weil die oberflächlich zersetzten Krystalle nach aussen zu vorwaltend aus zelligen Partien von $BaSO_4$ bestehen, also in der äusseren Zone der schwefelsaure Baryt zurückblieb, nachdem der zuvor in ein Carbonat umgewandelte schwefelsaure Strontian daraus allmählig entfernt wurde. Doch ist der hier bei einheitlich spaltbaren Individuen gebrauchte Ausdruck „Gemenge" wohl gleichbedeutend mit „isomorpher Mischung" gemeint, und sind demnach die Barytocölestin-Individuen vom Greiner ebenso als Mischkrystalle zu betrachten, wie die von Werfen.

Ausser obigem analysirten Materiale wurden noch alle, verschiedenen Handstücken entnommenen Proben mittelst spectroskopischer Untersuchung strontianhaltig gefunden, und zwar erlaubte schon die Flammenfärbung die Folgerung, dass auch in diesen eine bedeutende, der analysirten ungefähr äquivalente Quantität Strontian vorhanden sei, da die Strontianreaction bei Barytüberschuss und geringer Strontianmenge kaum zur Beobachtung gelangt, in unserem Falle aber nach der gelbgrünen Barytflamme stets eine durch längere Zeit andauernde carminrothe Flammenfärbung zu bemerken war.

Freilich können weitere Untersuchungen des Salzburger Barytocölestins noch zu anderen, den Schweizer und nordamerikanischen Vorkommnissen analogen Resultaten führen und vielleicht ebenso wechselnde Verhältnisse der isomorphen Bestandtheile ergeben. Nachdem Thomson[2]) auf Grund seiner Untersuchung des Vorkommens von Drummond-Island im Eriesee und zu Kingstown in Ober-Canada Veranlassung zur Aufstellung der Species Barytocölestin gegeben hat, fanden Hunt[3]), Breithaupt[4]) und Arzruni[5]), dass diese Barytocölestine als Cölestine zu bezeichnen seien. Noch ärger erging es dem von Sartorius v. Waltershausen[6]) als Barytocölestin bestimmten Minerale vom Binnenthale in der Schweiz. Während

[1]) Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. 1868, LVII, pag. 929.
[2]) Outlines of Mineralogy. 1836, I, pag. 111.
[3]) Dana, Min. 1868, pag. 620.
[4]) Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1865, XXIV, pag. 319.
[5]) Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1872, XXIV, pag. 484.
[6]) Pogg. Ann. 1855, XCIV, pag. 134.

Hugard[1]) in demselben einen sehr variablen Baryt- und Strontiangehalt annahm, konnte Wiser[2]) keine Strontianreaction erhalten und erkannte auch Breithaupt[3]) Krystalle dieses Fundortes als Baryt, wogegen nach Kenngott[4]) am genannten Orte ausser Baryt und Barytocölestin vielleicht noch Cölestin vorkommt. Will man diese widersprechenden Angaben nicht den zum Theil ungenauen Untersuchungen zuschreiben, welche in den unvollkommenen Methoden der Trennung des Strontiums vom Baryum, einer ehemals immerhin misslichen Aufgabe, begründet sein mögen, so bleibt hierfür nur die Erklärung, dass an diesen Barytocölestin-Localitäten die beiden isomorphen Verbindungen in sehr wechselnden Mengen gemischt und auch für sich vorkommen. Es ist daher möglich, dass am Salzburger Material gleichfalls sehr verschiedene Mittelglieder zwischen Baryt und Cölestin, und selbst reiner Baryt etc. noch gefunden werden, worauf hiermit hingewiesen sei.

[1]) Comptes rendus, 1858, XLVI, pag. 1263.
[2]) Kenngott, Min. d. Schweiz, pag. 331.
[3]) l. c.
[4]) Min. Forsch. 1862/5, pag. 87 u. Min. d. Schweiz, pag. 331.

XIII. Ueber einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges.

Von **Jos. Emanuel Hibsch.**

(Mit 6 Abbildungen im Text.)

Einleitung.

Im nördlichen Böhmen liegt zu beiden Seiten der tiefen Furche des Elbethales ein ausgezeichnetes vulcanisches Gebiet, welches unter der Bezeichnung „böhmisches Mittelgebirge" bekannt ist. Dasselbe wird im Norden begrenzt vom Erzgebirge und vom Quadersandsteingebirge; es ist aber von beiden scharf getrennt durch die Erzgebirgsbruchlinie. Westlich begrenzen es miocäne Braunkohlenablagerungen, südlich und östlich hingegen die Bruchlinien des Egerthales und von Auscha-Graber.

Die Grundlage für das ganze Gebiet wird durch einzelne Urgebirgsschollen gebildet, welche direct von verschiedenen cretacëischen Ablagerungen mit Ausschluss aller paläozoischen und älteren mesozoischen Sedimente überlagert werden. Die jüngsten der Kreideformation angehörenden Ablagerungen im böhmischen Mittelgebirge werden durch die der Senonstufe zugetheilten Bakulitenmergel gebildet. Ueber diesen marinen Thonmergeln der obersten Kreide lagern concordant tertiäre Süsswasserbildungen, nämlich Conglomerate, Sandsteine, lose Sande, Thone und Schieferthone mit schwachen Braunkohlenflötzen. Diese Süsswasserablagerungen sind nach D. Stur[1]) dem mittleren Oligocän einzureihen.

Nach Absatz der letztgenannten Sedimente, also vom Zeitabschnitte des Oligocän ab, fanden nun grossartige vulcanische Eruptionen statt, durch welche die allbekannten nordböhmischen Basalt-, Phonolith- und Trachytkuppen, -Decken und -Ströme sammt gewaltigen Tuffmassen gebildet worden sind. Es lässt sich derzeit nicht sicher feststellen, in welcher geologischen Zeit die vulcanischen

[1]) D. Stur, Studien über die Altersfolge der nordböhmischen Braunkohlenbildungen. Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt, XXIX. Bd., 1879.

Ausbrüche im Mittelgebirge ihren Abschluss gefunden haben mögen, ob schon im oberen Oligocän oder erst im Miocän, da miocäne („nachbasaltisch" genannte) Ablagerungen im eigentlichen Mittelgebirge fehlen und erst im Westen dieses Gebietes zur Entwicklung gelangen. Das eruptive Gesteinsmaterial erreicht durchschnittlich eine Mächtigkeit von etwa 300 Meter; die höchste Erhebung im böhmischen Mittelgebirge, der Phonolithkegel des Milleschauer Berges, reicht bis zu 835 Meter über den Spiegel des adriatischen Meeres.

Das böhmische Mittelgebirge stellt nicht einen einzigen, einheitlichen Eruptivstock dar, vielmehr entquollen die Eruptivmassen, welche dem Gebirge Entstehung gaben, vielen verschiedenen Ausbruchsherden. Die Mannigfaltigkeit im geologischen Aufbau des Gebietes wird noch dadurch erhöht, dass aus den einzelnen Eruptionsherden zu verschiedenen Zeiten sehr verschiedenartige Massen hervorgebrochen sind. — Wohl besitzen einzelne Ausbruchsmassen jüngeren Alters einen einheitlichen petrographischen Charakter, repräsentiren demnach das Product einer bestimmten Eruption, und in der Regel stellen dieselben auch selbstständige topographische Körper dar, wie der Teplitzer Schlossberg, der Biliner Stein (Bořen) und viele Phonolithkegel. Allein dort, wo die Elbe und die ihr zueilenden Bäche tiefer in das Gebirge eingeschnitten haben, erkennt man an dem bunten Wechsel der verschiedenartigsten Gesteine entlang der steilen Uferwände den complicirten geologischen Bau des Gebietes. Vielerlei basaltische, phonolithische und trachytische Gesteine überlagern oder durchbrechen sich mannigfaltig. In Bezug auf das relative Alter dieser Eruptivgesteine lässt sich im allgemeinen feststellen, dass die älteren Eruptionen vorzugsweise basaltische Gesteine lieferten, denen später bei jüngeren Ausbrüchen phonolithische und trachytische Felsarten folgten.

Trotzdem das böhmische Mittelgebirge wegen des grossen geologischen Interesses, das es bietet, mehrfach untersucht worden ist, so wurde doch gerade den jüngeren Eruptivgesteinen in neuerer Zeit nicht die ihnen gebührende Aufmerksamkeit gewidmet, ja das Vorkommen von Trachyten daselbst ist fast in Vergessenheit gerathen. Deshalb sollen in folgendem einige der minder beachteten Gesteinsarten etwas näher besprochen werden.

Die Literatur über das böhmische Mittelgebirge ist, was die Geologie desselben betrifft, ziemlich umfangreich. Zuerst beschrieb

es eingehender August Em. Reuss in seinen „Geognostischen Skizzen aus Böhmen". (Die Umgebungen von Teplitz und Bilin in Beziehung auf ihre geognostischen Verhältnisse.) Prag, Leitmeritz und Teplitz, 1840. Gustav Jenzsch veröffentlichte im Jahre 1856 „Beiträge zur Kenntnis einiger Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges" in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 1856. Johann Jokély und Ferdinand v. Hochstetter untersuchten und kartirten das böhmische Mittelgebirge im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt in den Jahren 1856 und 1857. Die resultirende Karte, leider blos im Massstabe 1 : 144,000, ist heute noch die beste geologische Karte des Gebietes. Die Berichte über diese Aufnahmen sind enthalten im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, VIII. Jahrgang 1857 und IX. Jahrgang 1858. Aug. E. Reuss gab ferner im Jahre 1867 eine gedrängte Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Gebietes in einer (auch eine geologische Karte enthaltenden) Broschüre: „Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen". Im „Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen" erschienen im I. Bande, Prag 1869, „Allgemeine Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse des nördlichen Böhmens" und „Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation" von Johann Krejči. Im II. Bande (Prag 1873) veröffentlichte Em. Bořický „Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens", denen im Jahre 1874 im III. Bande desselben Archivs die „Petrographischen Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens" folgten. Den im Jahre 1870 erschienenen classischen „Untersuchungen der Basaltgesteine" von F. Zirkel lagen viele Vorkommnisse aus dem böhmischen Mittelgebirge zu Grunde. Desgleichen sind die Untersuchungsresultate vieler Eruptivgesteine unseres Gebietes niedergelegt in: F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, Leipzig 1873. Einzelne Gesteine des böhmischen Mittelgebirges sind auch beschrieben von Heinrich Möhl in dem Werke „Basalte und Phonolithe Sachsens" (Nova acta d. k. Leop.- Car. Akad. d. Naturforscher, Bd. 36, Nr. 4, Dresden 1873). Im Jahre 1876 veröffentlichte E. Bořický: „Ueber Perowskit als mikroskopischer Gemengtheil eines für Böhmen neuen Olivingesteines, des Nephelinpikrits" (Sitzungsber. d. k. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften, Prag 1876). Viele Angaben über die Eruptivgesteine Böhmens, z. Th. basirend auf Bořický, aber dessen

Angaben kritisch sichtend, finden sich dann in H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine (Stuttgart 1877). Ueber das geologische Alter der Ablagerungen des Mittelgebirges verbreitet sich D. Stur in „Studien über die Altersfolge der nordböhmischen Braunkohlenablagerungen" (Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1879, Bd. XXIX). E. Reyer veröffentlichte an demselben Orte (Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1879) eine „Notiz über die Tektonik der Vulcane in Böhmen". F. Wurm und P. Zimmerhackel beschrieben die „Basalt- und Phonolithkuppen in der Umgebung von B.-Leipa" (Programm der Communal-Realschule zu B.-Leipa, 1882). Alfred Stelzner bespricht einige basaltische Gesteine Böhmens in „Melilith und Melilithbasalte" (Neues Jahrb. f. Min., Geologie u. Pal., Beilage-Bd. II, 1882). Ein relativ vollständiges Verzeichnis der Literatur über unser Gebiet ist enthalten in Gustav Laube's „Geologische Excursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens etc.", Leipzig 1884. Die vielen paläontologischen, rein mineralogischen und andere, die tertiären Ablagerungen des Mittelgebirges nicht direct behandelnde Arbeiten von Reuss, v. Ettingshausen, Engelhardt, v. Wolfinau, Raffelt, Purgold etc. sind in die vorstehende Aufzählung nicht aufgenommen worden.

Das böhmische Mittelgebirge ist demnach kein geologisch unbekanntes Gebiet. Unsere gegenwärtige Kenntnis beschränkt sich jedoch nur auf allgemeine Grundzüge des Aufbaues und auf die petrographische Beschreibung einer grossen Anzahl von Gesteinen. Die Erläuterung der grossen Mannigfaltigkeit von geologischen Einzelheiten, besonders aber eine systematische Durchforschung der einzelnen Eruptivmassen in geologischer und petrographischer Beziehung, sind noch ausstehend. Letztere ist um so mehr nothwendig, als die zahlreichen petrographischen Untersuchungen von E. Bořický, welche auf den ersten Blick unser Gebiet wenigstens in petrographischer Hinsicht als ziemlich durchforscht erscheinen lassen könnten, ohne Berücksichtigung des geologischen Zusammenhanges nur auf Grund von Sammlungsmaterial vorgenommen wurden, welchem häufig unrichtige oder solche Fundortsangaben beilagen, die ein Auffinden des Beschriebenen in der Natur ganz unmöglich machen.

Eine systematische Aufnahme und Kartirung des Mittelgebirges während der nächsten Zeit liegt in der Absicht des Autors.

Deshalb ist in der folgenden Beschreibung einiger, bis jetzt minder beachteter Felsarten dieses Gebietes das geologische Auftreten derselben nur in untergeordneter Weise berücksichtigt.

I. Die Trachyte des böhmischen Mittelgebirges.

Das Vorkommen trachytischer Gesteine im böhmischen Mittelgebirge wurde schon von Aug. E. Reuss im Jahre 1840 constatirt. Reuss brachte jedoch die Trachyte in die innigste Verbindung mit den Phonolithen. Mit den damals bekannten Hilfsmitteln war eine Trennung der angewitterten trachytähnlich aussehenden Phonolithe von den Trachyten, welche auch heute noch unter Umständen Schwierigkeiten bereiten kann, eben unmöglich. In seinen „geognostischen Skizzen aus Böhmen (Umgebungen von Teplitz und Bilin)" sagt er pag. 192: „Aus den Phonolithen lässt sich eine ununterbrochene Stufenreihe bis in den Trachyt hinüber nachweisen und es gibt Gesteine, welche eigentlich keinen von beiden ganz angehören, sondern mitten inneliegen. Die Trachyte sind wohl nichts als ein Gemenge von Feldspath und Mesotyp, haben ein beim ersten Anblick mattes Aussehen, das sich aber unter der Loupe verliert, wo sie dann eine deutlich körnige Zusammensetzung entwickeln. . . . . Sie enthalten seltener und weniger ausgesprochene Feldspathkrystalle, haben lichtaschgraue oder gelblich- und röthlichgraue Färbung, und ein geringeres specifisches Gewicht, als die Phonolithe. In seltenen Fällen sind sie porös, die Blasenräume leer, mit gelber Eisenoxydrinde überzogen." Später berichtet über böhmische Trachyte Johann Jokély.[1]) Auch Jokély verknüpft die Trachyte durch ein Mittelgestein, den „phonolithartigen Trachyt" mit den Phonolithen. Die Abgrenzung des phonolithartigen Trachytes nach der einen und der anderen Richtung will aber nicht gelingen. Denn er hat „durch seine, theils dem Phonolith, theils dem Trachyt genäherte Beschaffenheit einen oft dermassen schwankenden Charakter, dass es schwer fällt, das Gestein in eine oder andere Gesteinsgruppe einzuschalten. Viele Phonolithe nehmen im angegriffenen Zustande eine den phonolithischen Trachyten analoge Beschaffenheit an, von diesen (den phonolithischen Trachyten) werden wieder manche den

[1]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1857, VIII. Jahrgang, pag. 813 und 1858, IX. Jahrgang, pag. 398.

„echten Phonolithen mehr minder ähnlich, so dass man fast geneigt „wäre, das hier ausgeschiedene Gestein blos für einen durch Aus„laugungsprocesse metamorphosirten Phonolith anzusehen, wenn sich „nicht bei allem dem dennoch einige unterscheidende Merkmale an „ihnen auffinden liessen, die offenbar durch eine schon ursprünglich „verschiedene Zusammensetzung des Gesteines bedingt, eine petro„graphische Trennung beider nothwendig machten. Nach der dies„bezüglichen Untersuchung besteht dieses Gestein nämlich vorherr„schend aus Sanidin, der aber oft durch Oligoklas theilweise ersetzt „sein dürfte, dazu gesellen sich, meist nur in untergeordneten „Mengen Nephelin und Amphibol. Diese zusammen bilden die Haupt„bestandtheile des feinkörnigen bis mikrokrystallinischen und von „Farbe perlgrauen, grünlichgrauen oder graulich-, grünlich- und gelb„lichweissen Gesteins. Im untergeordneten Verhältniss, dabei aber „keineswegs als unwesentliche Gemengtheile, gesellen sich zu jenen „Bestandtheilen, welche meist auch in grösseren Krystallen (nament„lich der Sanidin) ausgeschieden sind, noch Titanit, Titaneisenerz, „Pyrit, Magnetit, Augit, brauner Glimmer, und endlich in Blasen„räumen, Drusen, Adern, Trümmern und Klüften Kalkspath, bis„weilen Aragonit, dann Analcim, Desmin, Comptonit, Phillipsit, „Chabasit, Hyalit. An mehreren Orten wird das sonst ausgezeichnet „krystallinische Gestein, wahrscheinlich in Folge der Zersetzung, „mehr weniger erdig, porös, rauh und hat dann eine vollkommen „trachytische Beschaffenheit. . . . . Der Trachyt tritt theils „stockförmig, theils gangförmig auf. Eigentliche Ströme lassen sich „bei ihm nirgends in der Art nachweisen wie beim Phonolith oder „Basalt.“ Schliesslich zählt Jokély die Vorkommnisse von Trachyt und phonolithartigem Trachyt im böhmischen Mittelgebirge auf: Weinberg bei Bitschkowitz, mehrere Punkte bei Ternobrand und Oberkoblitz, Litteinschberg bei Geltschhäuser, Ratzkenberg bei Lewin, bei Pöckel, Algersdorf, Dreiberg bei Kudeslawitz, Kelchberg bei Triebsch, Gemeindeberg bei Taucherschin, Welknotzeberg bei Luppitz, westl. bei Tünscht, Tlutzen, Heidelberg bei Winterberg, nördl. von Ržepnitz, südöstlich von Zirkowitz, am Schreckenstein, bei Kojetitz, am Affenberg nördl. von Presey, bei Wital, Schlossmühle bei Warta, Matzenstein und Schenkershübl bei Leschtine, Saubernitz, Kleinpriesen, westl. bei Bensen, Marienberg und Steinberg bei Aussig, Galgenberg bei Mosern, Ziegenberg bei Nestomitz, Meischlowitzer

Berg, Gegend von Rongstock, bei der Schickelmühle westl. von Leissen, am Gratschenberg bei Gratschen, Hegeberg bei Leukersdorf, Koppen- und Hutberg bei Schönborn, Rübendörfel, am Holaikluk, im Bassstreichersteinbruch bei Binowe, bei Welhotta, Sulloditz, Kleinpriesen, Wittine, Babutin.

E. Bořický ignorirte die Trachyte unseres Gebietes trotz der zahlreichen Untersuchungen von Mittelgebirgsgesteinen vollständig. Unter seinen Phonolithen und Trachybasalten finden sich etliche Gesteine, deren Fundortsangaben sich auf einige der vorstehenden, von Jokely angeführten Trachyt-Vorkommnisse beziehen lassen. Auch in der so sehr sorgfältigen und eingehenden Zusammenstellung der Trachytvorkommnisse durch J. Roth (Allgem. und chem. Geologie, II, 241) aus dem Jahre 1885 werden Trachyte aus Böhmen gar nicht aufgeführt; Jokély scheint allseitig ganz vergessen.

Die Mehrzahl der von Jokély aufgezählten phonolithischen Trachyte dürfte sich als Phonolithe erweisen. Nach meinen Untersuchungen sind als Trachyte, d. h. als Gesteine, welche wesentlich aus Sanidin (und Plagioklas) mit untergeordneter Beimengung von Augit und Hornblende (mit Ausschluss von Nephelin, Leucit, Quarz und Olivin) bestehen, vorläufig nur die Felsarten von folgenden Fundorten im böhmischen Mittelgebirge zu betrachten:

1. Südwestlich von Algersdorf (Bezirk Bensen) ist durch mehrere Steinbrüche ein kleiner Trachytstock aufgeschlossen. 2. Südlich vom Dorfe Sulloditz streicht in der Flur „Harschemühle“ ein ziemlich mächtiger Trachytgang in südwestlicher Richtung. 3. Derselbe scheint im Zusammenhang zu stehen mit dem weiter nach Süden unterhalb des Dorfes Welhotta „am Stranelberge“ austretenden Trachytgange. 4. Ein schmaler Trachytgang ist ferner bekannt südöstlich vom Dorfe Babina *b* (Bezirk Leitmeritz). Derselbe zeigt eine schlackig-poröse Beschaffenheit. 5. Südwestlich vom Dorfe Rzettaun (Bezirk Leitmeritz) ist ein kleiner Trachytstock durch Steinbrüche aufgeschlossen. 6. Endlich führt Rosenbusch Trachyt an von Kostenblatt und Brokasch (Physiographie der massigen Gesteine, I. Auflage, pag. 189 u. a. a. O.). Diesen aufgezählten sechs bis sieben Trachytvorkommnissen dürften sich möglicherweise bei der weiteren Untersuchung des Gebietes noch einige zugesellen.

Die Verbandverhältnisse von Trachyt zu den übrigen vulcanischen Gebilden des Gebietes sollen in späterer Zeit eingehender

studirt werden. Im allgemeinen sei hier nur angeführt, dass sie Stöcke und Gänge von grösserer oder geringerer Mächtigkeit bilden und Basalte und Phonolithe durchsetzen. Allenthalben zeigen sie eine Absonderung in dicken Platten. Endlich muss noch hervorgehoben werden, dass Trachyttuffe im Gebiete des Mittelgebirges bis jetzt nicht aufgefunden werden konnten, während die Basalte allda von ganz gewaltigen Tuffmassen begleitet sind. In dieser Beziehung scheinen sich die Trachyte wie die Phonolithe zu verhalten, von denen auch keine, oder nur äusserst spärliche Tuffe im genannten Gebiete bekannt sind.

Alle Trachyte unseres Gebietes sind lichtgraue Gesteine mit rauher Bruchfläche. Diese letztere ist entweder matt, oder sie zeigt Seidenglanz (Trachyt von Sulloditz). Die Structur ist durchwegs porphyrisch: in einer dem blossen Auge dicht erscheinenden Grundmasse liegen grössere Krystalle von Feldspath (bis 5 Millimeter lang), hier und da Leisten und Körner von Augit, Hornblende oder Fetzen von Magnesiaglimmer. Sämmtliche Trachyte des böhmischen Mittelgebirges besitzen einen ziemlich gleichartigen petrographischen Charakter. Das äussert sich in der Structur, sowie auch in der mineralogischen Zusammensetzung. Es betheiligen sich am Aufbau derselben folgende Minerale: Sanidin und Plagioklas, dann Augit, untergeordnet Hornblende und Magnesiaglimmer, relativ häufig Titanit, endlich Apatit und Magnetit. Glasbasis fehlt keinem der Trachyte, wenn sie auch in der Regel nur in ganz dünnen Häutchen zwischen den krystallinisch ausgeschiedenen Gemengtheilen auftritt. Secundär bilden sich Analcim, Chabasit und Calcit.

Unter allen Gemengtheilen der Trachyte waltet der Sanidin vor, ihm reiht sich zunächst Plagioklas an. Der Sanidin findet sich in Form grösserer ausgeschiedener Krystalle und als mikroskopisch kleine Leistchen in der Grundmasse. Die grossen porphyrisch ausgeschiedenen Sanidine sind häufig säulenförmig in der Richtung der Axe a, seltener tafelförmig durch Vorwalten der Fläche M ($\infty P\infty$) entwickelt. Im Trachyte von Algersdorf erreichen sie, wie schon erwähnt, eine Länge von 5 Millimeter. Durchgehends besitzen sie rein „glasige" Beschaffenheit. Verzwillingung nach dem Carlsbader Gesetz ist keine seltene Erscheinung. Die Auslöschungsschiefe, gemessen an Spaltblättchen, ergab auf $M = (010)$ die Werthe von $+ 4°$, $+ 8°$ bis $+ 9° 30'$. Aus den letzteren Zahlen ist auf die Anwesenheit von

natronreichen Sanidinen zu schliessen. In der Regel sind die Sanidinkrystalle ziemlich rein und frei von eingeschalteten Lamellen trikliner Feldspathe. Doch finden sich auch nicht selten Fälle, in denen der Sanidin von einzelnen Plagioklaslamellen durchwachsen ist, welche sich optisch anders verhalten als der umschliessende Sanidin. Auch Körner von Plagioklas, rund umfangen von Sanidin, wurden im Algersdorfer Trachyt beobachtet. Die Plagioklase, welche auch, wie der Sanidin, in grösseren Ausscheidlingen und als mikroskopisch kleine Gemengtheile in der Grundmasse sich vorfinden, bilden häufig Zwillinge, seltener treten sie in einfachen Krystallen auf. Es vereinigen sich in manchen Fällen zwei einfache Individuen nach dem Albitgesetz zu einem Zwilling, gewöhnlich aber sind die Plagioklase polysynthetisch (nach demselben Gesetze) verzwillingt. Sehr vereinzelt tritt polysynthetische Verzwillingung gleichzeitig nach dem Albit- und dem Periklingesetze auf. Es erscheinen dann verschiedene, prismatisch geformte Feldspathpflöcke in der Art zusammengepackt, dass sie sich nahezu rechtwinkelig durchkreuzen und an den Enden ruinenartig vorspringen. Die in den Trachyten des böhmischen Mittelgebirges auftretenden Plagioklase sind verschiedener Art, in jedem untersuchten Gestein fanden sich verschiedenartige Plagioklase neben einander vor. An basischen Spaltblättchen ergab sich, dass die Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsstreifung die Werthe von 3° bis 18°30′ besass. Auf der Fläche $M = \infty\breve{P}\infty$ (010) wurden (ebenfalls an Spaltblättchen) folgende Auslöschungschiefen gegen die Kante $P:M$ gefunden: + 18°, + 13°, —5° bis —25°. Diese Werthe würden die Anwesenheit von Albit, Andesin und Labradorit bekunden. Es scheinen jedoch nach den am häufigsten auftretenden Werthen natronreiche Plagioklase vorzuwalten. Nicht selten zeigen die Plagioklase einen Aufbau aus Zonen verschiedener Feldspathsubstanz; die einzelnen Zonen documentiren einen verschiedenen Werth der Auslöschungsschiefe, so dass beim Drehen des Präparats zwischen gekreuzten Nicols sich ein dunkles Rechteck erweitert oder verengt. Der Unterschied in der Auslöschungsschiefe zwischen Rand und Kern des Plagioklaskrystalles war so bedeutend, dass vom fast gerade auslöschenden Rande die Auslöschungsschiefe des Kernes bis zu —18° (gegen die klinodiagonalen Spaltrisse gemessen) stieg. In der Regel war zwischen den einzelnen optisch verschieden wirksamen Zonen keine scharfe Grenze wahrzunehmen, nur im Trachyte von

der Harschemühle setzten diese Zonen scharf gegen einander ab. Es ist dies dieselbe Erscheinung, welche an Plagioklasen schon von A. E. Törnebohm[1]), C. Höpfner[2]) und Carl E. M. Rohrbach[3]) beobachtet wurde und welche auch H. Rosenbusch in „Mikroskop. Physiographie d. Min.", 2. Aufl., 1885, pag. 530 und 531, beschreibt.

Die kleinen Feldspathkryställchen, welche den weitaus grössten Theil der Grundmasse bilden, besitzen wohl zumeist die Form von Säulchen, die nach der Axe *a* ausserordentlich in die Länge gezogen sind. Im Dünnschliff erscheinen sie als Leistchen. Sie sind entweder einfache Krystalle, oder sehr häufig Zwillinge aus zwei einfachen Leistchen. Auch polysynthetisch aufgebaute Zwillinge treten unter diesen Leistchen, wenn auch selten, auf. Viele dieser kleinen Krystalle löschen parallel zu ihrer Längenerstreckung aus. Doch wurde auch schiefe Auslöschung bei ihnen beobachtet, wobei sich Auslöschungsschiefen von 14°, 22° bis 33° gegen die Längsrichtung derselben ergaben. Daraus könnte auf die Gegenwart von kalkreichen Plagioklasen (Labradorit) neben Sanidin in der Grundmasse geschlossen werden. Leider aber lassen diese Zahlen keinen sicheren Schluss auf die Natur dieser Feldspathleistchen der Grundmasse zu. Nur das lässt sich constatiren, dass in den Trachyten des böhmischen Mittelgebirges sich Sanidin und Plagioklas nicht blos als grössere, schon mit blossem Auge deutlich erkennbare Ausscheidlinge, sondern auch als Bestandtheile der Grundmasse vorfinden. In beiden Fällen überwiegt Sanidin.

Erwähnenswerth erscheint es, dass die grossen, porphyrisch ausgeschiedenen Feldspathkrystalle in Trachyten mehrerer Fundorte, besonders vom Stranelberge, eigenthümliche Abschmelzung aufweisen, welche die Krystalle vor der Festwerdung des Gesteines seitens des Magmas erlitten haben. Aehnliches berichtet O. Mügge[4]), welcher in Trachyten von den Azoren fand, dass der Sanidin vor der end-

[1]) A. E. Törnebohm, Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kon. Svenska Vetensk. Akad. Handl. 1877, XIV, Nr. 13.

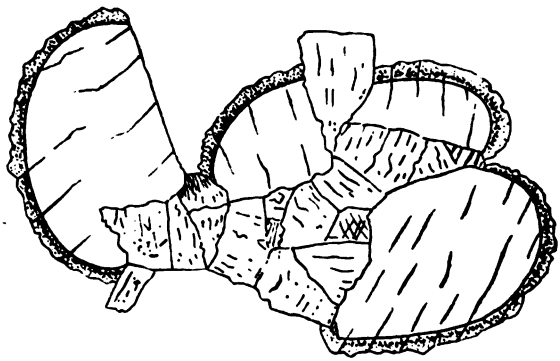
[2]) C. Höpfner, Ueber d. Gestein d. Monte Tajumbina in Columbien. Neues Jahrb. f. M. 1881, II, 164 u. 192.

[3]) Carl E. M. Rohrbach, Ueber d. Eruptivgesteine im Gebiete d. schles.-mähr. Kreideformation. Diese Mitth. 1885, VII, 15.

[4]) O. Mügge, Petrograph. Untersuch. an Gesteinen von den Azoren. Neues Jahrb. f. Min. 1883, II, 204.

giltigen Erstarrung des Gesteins auch vielfachen Angriffen seitens des Magmas ausgesetzt war. Im Trachyte vom Stranelberge finden sich sogar durch Abschmelzungen kugelig abgerundete Sanidinkörner, welche den von H. Rosenbusch [1]) aus manchen Quarzporphyren beschriebenen Feldspathkörnern zu vergleichen wären. In unseren Trachyten erlitten die Sanidinkugeln zuweilen nach der abrundenden Abschmelzung noch weitere Veränderungen durch ein erneutes Wachsthum und durch Zertrümmerung des ganzen Krystalles (Fig. 1). In

Fig. 1.



Sanidinkrystall, durch das Magma abgeschmolzen, dadurch abgerundet, mit Anwachszonen von trüber Feldspathsubstanz; der Krystall zertrümmert, die Trümmer wieder verkittet. Aus dem Trachyt vom Stranelberg.

einem bestimmten Stadium der Erstarrung des Magmas erfuhr die Sanidinkugel anlässlich der Feldspathbildung zweiter Generation ein Anwachsen unter Beibehaltung der runden Contouren. Der innere, aus der Feldspathbildung erster Generation hervorgegangene Kern erscheint fast vollständig frei von Einschlüssen, während die durch die zweite Feldspathgeneration gebildete Randzone sehr viele Mikrolithen von Augit und Apatit einschliesst. Deshalb glaubt man bei Beobachtung im gewöhnlichen Lichte annehmen zu müssen, der Sanidinkrystall finde seine äussere Grenze beim inneren Rande der Anwachszone und letztere selbst gehöre zur Grundmasse. Denn gegen die Randzone setzt der Kern in scharfer, schön geschwungener Curve ab. Erst bei Anwendung polarisirten Lichtes erkennt man den richtigen Sachverhalt und gewahrt, dass der Sanidinkrystall über die scharfe Curve der vermeintlichen Grenze hinausreicht und

[1]) Mikroskop. Physiogr. d. Mineral. II. Aufl., 1885, 506.

eine breite mikrolithenreiche Randzone besitzt, welche sich gegen die Gesteinsgrundmasse in unregelmässig verlaufender Linie abgrenzt. In der Anwachszone ist eben die Feldspathsubstanz optisch so orientirt wie im ursprünglichen Sanidinkern. Spaltrisse durchsetzen den ganzen Krystall (Feldspathsubstanz I. und II. Generation) gleichmässig, ohne Unterbrechung. Die Randzone stimmt demnach in physikalischer Beziehung mit dem Kerne des Krystalles vollkommen überein. Bei der endlichen Erstarrung des Gesammtmagmas wurde die nun aus Feldspath zweierlei Generationen bestehende Sanidinkugel zerbrochen, die Bruchstücke verschoben und endlich wieder verkittet.

Die grösseren Feldspathkrystalle weisen die allgemein beobachteten Einschlüsse auf: Apatit, Augit und Glaskörner. Apatit und Augit, in Gestalt nadelförmiger Mikrolithen, häufen sich gewöhnlich innerhalb einer nahe dem Rande gelegenen Zone in der Weise an, dass sowohl der Kern, als auch der äusserste Rand des Feldspathes ärmer oder ganz frei davon sind. In einigen Fällen lässt sich diese Erscheinung ursächlich zurückführen auf das verschiedenen Zeiten angehörende Wachsthum des Kernes und der Randzone der Feldspathe. Der Apatit findet sich als Einschluss auch in Form von grösseren Krystallen, recht häufig aber in Form abgerundeter, wie angeschmolzen aussehender grösserer oder kleinerer Körner.

Im Trachyte von der Harschemühle entstehen innerhalb der Feldspathkrystalle infolge eintretender Zersetzung Gruppen von sehr feinen Fasern, über deren Natur keine Sicherheit gewonnen werden konnte. Möglicherweise gehören sie einem Zeolithe an.

Der Augit tritt in unseren Trachyten auch, wie die Feldspathe, in zweierlei Form auf. Er findet sich in Gestalt grösserer Ausscheidlinge, die mit blossem Auge erkannt werden können, und als Bestandtheil der Grundmasse. Als letzterer sinkt er bis zu mikrolithischer Kleinheit herab. Die grösseren, aus der Grundmasse hervortretenden Krystalle besitzen den gewöhnlichen säulenförmigen Habitus, die kleinen Augite der Grundmasse haben prismatische Form oder die Gestalt unregelmässig begrenzter Körnchen. Häufig erscheinen die grösseren Augitkrystalle zonal aufgebaut. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich hier und da durch eine verschiedene Nuance ihrer Färbung, gewöhnlich aber tritt der zonale Aufbau erst im polarisirten Lichte deutlich hervor. Die Augite sind häufig verzwillingt nach dem Gesetze: Zwillingsebene $= \infty P\infty$ (100). In der Regel wiederholt

sich die Zwillingsbildung mehrfach, so dass der Krystall aus einem System mehrerer paralleler Lamellen aufgebaut erscheint. Die kleineren Augite der Grundmasse treten manchesmal zu Gruppen derart zusammen, dass knäuelartige Durchwachsungen entstehen. — Obwohl die Augite makroskopisch schwarz erscheinen, so werden sie doch im Dünnschliff stets grün, grasgrün bis gelblichgrün, die Augitmikrolithe der Grundmasse sogar nahezu farblos. Der Pleochroismus der Augite ist nur äusserst gering, er beschränkt sich zumeist nur auf verschiedene Töne der grünen Grundfarbe, a und c besitzen grasgrüne, b besitzt gelblich-grüne Töne. Auslöschungsschiefen wurden auf $\infty P\infty$ gegen die prismatische Spaltbarkeit zu 40°, 43°, 45° — 48° gefunden. Als Einschlüsse in den Augiten treten Apatit und Magnetit auf. Sehr deutlich tritt hervor, dass die Augitkrystalle im Gegensatz zu den später zu besprechenden Erscheinungen bei der Hornblende viel weniger einer Corrosion unterlagen; die Augitkrystalle weisen in der Regel glatt verlaufende Contouren auf. Verwitterungserscheinungen konnten nicht beobachtet werden.

Die Hornblende ist in den Trachyten des böhmischen Mittelgebirges eine relativ seltene Erscheinung. Der Grundmasse fehlend, in Form von Mikrolithen nie vorkommend, tritt sie nur vereinzelt als grösserer Ausscheidling auf. Die Hornblendekrystalle erfuhren starke Corrosion. Dieselbe ist so allgemein und so tiefgreifend, dass es oft schwer fällt, die ursprüngliche Form der Krystalle festzustellen. Es scheinen aber prismatische, nach der Axe c gestreckte Formen vorzuherrschen. Hervorzuheben ist, dass die abgeschmolzenen Hornblendekrystalle umgeben sind von Kränzen dicht gedrängter oder locker aneinander gereihter Augitprismen und Opacitkörner. Die umkränzenden Kryställchen ruhen nicht immer unmittelbar auf dem umkränzten Hornblendekrystalle, sondern es schiebt sich Grundmasse zwischen dieselben. Man gewinnt bei dieser Erscheinung, die in Phonolithen des Gebietes noch viel auffälliger hervortritt und auf welche bereits vor langer Zeit F. Zirkel[1]), dann auch H. Rosenbusch[2]) und Andere aufmerksam geworden sind und nach deren Ursache A. Becker[3]) experimentell forschte, den Eindruck, als hätte das noch flüssige

[1]) F. Zirkel, Ueber d. krystall. Gesteine längs des 40. Breitegrades in Nord-Amerika. Ber. d. k. sächs. Gesellschaft d. Wiss. 1877, 181.

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskop. Phys. d. Min. 2. Aufl., 1885, 470.

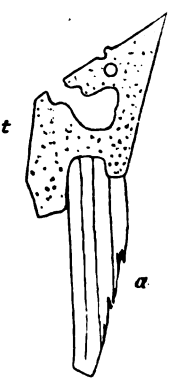
[3]) A. Becker, Ueber die dunklen Umrandungen der Hornblenden und Biotite in den massigen Gesteinen. N. Jahrb. f. Min. 1883, II, 1.

Gesteinsmagma in der Umgebung der bereits fest ausgeschiedenen Hornblendekrystalle durch theilweise Wiederauflösung derselben eine basischere Anreicherung erfahren, durch welche die spätere Ausscheidung von Augit und Opacit in der Umgebung des corrodirten Krystalls veranlasst worden wäre. — Im Dünnschliff erscheinen die Hornblendedurchschnitte braun bis dunkelschwarzbraun, hellbraun bis fast gelb. Der Pleochroismus ist nicht allenthalben besonders kräftig, wenn auch immerhin deutlich hervortretend: c dunkelbraun, a hellbraun bis honiggelb, b gelbbraun. Die Auslöschungsschiefe wurde auf $\infty P\infty$ gegen die Risse der prismatischen Spaltbarkeit mit den Werthen von 13°, 16° und 17° bestimmt.

Magnesiaglimmer tritt in den Trachyten des böhmischen Mittelgebirges nur selten auf, und dann in der Regel in Form unregelmässig begrenzter Fetzen. Nur im Algersdorfer Trachyt ist er häufiger, sogar häufiger als Hornblende. Der Magnesiaglimmer besitzt ähnliche Kränze von Augit und von Erzkörnchen, wie die Hornblendekrystalle.

Gar nicht selten stellt sich in den Trachyten unseres Gebietes Titanit mit seinen so charakteristischen spiessigen Krystallen ein. Er ist häufig fast farblos, ohne Pleochroismus; hier und da aber färbt er sich schwach röthlich, und dann tritt ziemlich starker Pleochroismus auf zwischen braunröthlich und hellgrünlich. Letzteres ist besonders der Fall im Trachyt von der Harschemühle und in dem von Algersdorf. Auch der Titanit erscheint häufig corrodirt. Im Algersdorfer Trachyt wurde eine eigenartige Verwachsung von Titanit und Augit beobachtet (Fig. 2). Diese Verwachsung könnte zu der Annahme verleiten, dass der Titanit den vor ihm entstandenen Augit umschlossen habe und somit — im Gegensatze zu seinem sonstigen Verhalten — selbst späterer Ausscheidung als der Augit sei. Wahrscheinlich aber ist es, dass der Augit in diesem Falle blos in dem corrodirten präexistirenden Titanitkrystalle einen willkommenen Ansatzpunkt bei seiner Bildung gefunden hat.

Fig. 2.



Verwachsung von Augit mit corrodirtem Titanit. Aus dem Trachyt von Algersdorf.
a Augit, t Titanit.

Apatit findet sich in Form kleiner farbloser Nadeln recht häufig, sowohl als Einschluss in den grösseren Feldspathkrystallen,

als auch eingestreut in die Grundmasse. Er sinkt oft bis zu mikrolithischer Kleinheit herab, kann aber andererseits auch grössere Dimensionen annehmen. Die grösseren Apatiteinschlüsse der Feldspathe (besonders der Sanidine) besitzen, wie schon erwähnt, mitunter abgerundete Umrisse. Erreichen die Krystalle des Apatits grössere Ausdehnung, so erscheinen sie in ihrem Innern gewöhnlich rauchig trübe.

Der Magnetit ist ein in allen Trachyten des böhmischen Mittelgebirges vorhandener Gemengtheil, wenn auch seine Menge keine hervorragende genannt werden kann. Seine Formen sind Körner von unregelmässigen Umrissen und Krystalle. Er findet sich ziemlich gleichmässig in das Gestein eingestreut. Viel seltener als der Magnetit tritt Eisenglanz in Gestalt von dünnen, rothen, hexagonalen Blättchen auf.

Die unregelmässig gestalteten Lücken, welche zwischen den bestimmt geformten Gesteinselementen übrig bleiben, sind von Glas erfüllt. Die Menge desselben ist im Verhältnis zu den übrigen Bestandtheilen des Gesteines eine ganz untergeordnete. Das Glas erscheint dort, wo es grössere Partien bildet, lichtgelbbraun von Farbe. Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man, dass die Färbung herrührt von sehr kleinen braunen Körnchen, welche gleichmässig in einer farblosen Glasunterlage vertheilt sind. Diese farblose Glasmasse, ohne ausgeschiedene braune Körner, scheint sich zwischen die Feldspathkryställchen der Grundmasse hineinzuzwängen und zwischen denselben feinste farblose Häutchen zu bilden. Grössere Mengen von brauner globulitisch gekörnter Glasbasis finden sich an bestimmten Stellen angesammelt im Trachyt von Babina. Durch diese Anhäufungen von Glasbasis sind schmale, lange, farblose Feldspathstäbchen wirr durchgeschossen, welche sich von der braunen Umgebung der Glasbasis scharf abheben. Solche Stellen im Gestein gewähren einen Anblick, als wären sie regellos zerhackt worden.

Wie schon erwähnt, ist die Makrostructur unserer Trachyte eine porphyrische. In einer Grundmasse sind grössere Krystalle von Sanidin, Plagioklas, seltener von Augit, Hornblende oder Magnesiaglimmer ausgeschieden. Die Grundmasse setzt sich zusammen wesentlich aus Feldspath- und Augitsäulchen und -Körnern mit sehr spärlich zwischen dieselben eingezwängter, zum Theil globulitisch gekörnter Glasbasis. — Die grösseren Feldspathkrystalle, als Ausscheidungsproducte einer früheren Krystallisationsperiode, haben unbestimmte

Zeit nach ihrer Entstehung im noch flüssigen Gesteinsmagma existirt im Vereine mit theils früher, theils gleichzeitig gebildeten Apatit-, Magnetit-, Titanit-, Augit-, Hornblende- und Glimmerkrystallen. Hierbei widerfuhr den Feldspathkrystallen häufig rings an ihrem Umfange eine Abschmelzung, während die Titanit- und Hornblendekrystalle seitens des Magmas nur eine stellenweise Annagung erlitten. Bei der endgiltigen Erstarrung des ganzen Gesteinsmagmas wurden die kleinen Feldspath- und Augitkrystalle der Grundmasse gebildet, sowie als letztes Product der Erstarrung die Glasbasis. Der Bildung der Feldspathsäulchen in der Grundmasse scheint die Ausscheidung der beschriebenen Anwachszonen an den vorher abgeschmolzenen Sanidinen vorangegangen zu sein, den Wendepunkt kennzeichnend von der Auflösung der festen Feldspathsubstanz zur neuerlichen Krystallisation dieser Substanz im Magma. — Die Anordnung der Feldspathsäulchen in der Grundmasse weist linearen Parallelismus auf, hervorgerufen durch Fluctuation. Die bankförmige Absonderung, welche die Trachyte aufweisen, geht der Fluctuationsrichtung der Grundmassenelemente parallel.

Vom Algersdorfer Trachyt, welcher sehr frisches Material bietet, wurde im chemischen Laboratorium an der höheren landwirthschaftlichen Lehranstalt zu Tetschen-Liebwerd von Professor Dr. F. Ullik auf mein Ersuchen eine Bauschanalyse ausgeführt. Die Analyse der bei 110° getrockneten Substanz ergab folgendes Resultat:

SiO_2	64·692
TiO_2	0·310
P_2O_5	0·183
Al_2O_3	18·338
FeO	3·440
CaO	1·723
BaO	0·085
MgO	0·496
K_2O	6·460
Na_2O	4·614
H_2O (chemisch gebunden)	0·241
Summa	100·582

Ausserdem minimale Mengen von *Cl*, *F* und Spuren von *Mn*. Von SO_3, auf welches speciell geprüft wurde, konnte in dem mit *HCl*

bereiteten Auszuge keine Spur gefunden werden. Das specifische Gewicht beträgt 2·57.

Diese Analyse würde für die mikroskopisch bestimmten Gemengtheile des Gesteines etwa folgende Mengenverhältnisse erheischen:

Sanidin (natron- und barythaltig)	60	Procent
Plagioklas	30	„
Augit	5	„
Magnetit	2	„
Titanit	0·8	„
Apatit	0·5	„

Auf Hornblende, Glimmer und Glasbasis würde der Rest (1—2 Procent) zu entfallen haben.

Der Trachyt von Algersdorf würde sich auf Grund seines Reichthums an SiO_2 und seiner Armuth an CaO vergleichen lassen mit dem Drachenfels-Trachyt, von welchem drei (mit Ausschluss der grossen Sanidine ausgeführte) Analysen (I. von Rammelsberg, II. von Mitscherlich, III. von Abich) zur Vergleichung folgen, ferner mit dem Trachyt von der Scarrupata auf Ischia (IV. analysirt von G. vom Rath), mit dem Trachyt von Kühlsbrunn im Siebengebirge (V. analysirt von G. Bischof), endlich mit einigen Trachyten, welche v. Lasaulx untersuchte: VI. vom Ravin des Egravats und VII. vom Plateau de l'Angle (Auvergne).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	Trachyt von Algersdorf
SiO_2 . . .	65·14	66·82	67·09	65·75	64·21	64·29	63·53	64·692
TiO_2 . . .	—	—	0·38	—	—	—	—	0·310
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	—	—	—	0·183
Al_2O_3 . . .	17·14	17·81	15·64	17·87	16·98	17·02	17·81	18·338
Fe_2O_3 . . .	4·72	2·58	4·60	—	6·69	3·55	3·92	—
FeO	—	—	—	4·25	—	—	—	3·440
Mn_2O_3 . . .	—	—	0·16	—	—	—	—	Spuren
CaO . . .	1·80	1·55	2·25	1·33	0·49	3·45	2·31	1·723
BaO . . .	—	—	—	—	—	—	—	0·085
MgO . . .	1·02	1·25	0·98	0·52	0·18	0·93	1·10	0·496
K_2O	4·72	5·30	3·47	3·48	4·41	4·52	5·21	6·460
Na_2O . . .	4·51	3·21	5·08	5·67	5·13	4·82	4·76	4·614
H_2O . . .	0·64	—	0·45	0·78	1·00	1·25	1·16	0·241
Cl	—	—	Spur	0·34	—	—	—	Minimale Menge
Summa . .	99·69	98·52	100·10	99·99	99·09	99·83	99·80	100·582
Spec. Gew. .	—	—	2·689	2·547	2·701	2·491	2·64	2·57

II. Einige phonolithische Gesteine.

Phonolithische Gesteine, in Structur und mineralischer Zusammensetzung von grosser Mannigfaltigkeit, spielen im böhmischen Mittelgebirge eine hervorragende Rolle. Sie sind allda sehr verbreitet und bilden häufig topographisch scharf begrenzte, geologisch einheitlich aufgebaute Körper. Die schönen Phonolithkegel des Milleschauer Berges, des Kletschen, der abenteuerlich zerklüftete Biliner Stein (Bořen), die Phonolithstöcke des Marienberges bei Aussig und des Ziegenberges bei Grosspriesen sind allbekannt. Die Phonolithe bestimmen die Physiognomie des ganzen Mittelgebirges, besonders aber des Elbthales.

Weil die Phonolithe im Mittelgebirge eine so grosse Vertretung besitzen, sind sie auch nicht so stiefmütterlich behandelt worden wie die Trachyte des Gebietes. Reuss, Jokély, Zirkel, Möhl, Rosenbusch, namentlich aber Bořický haben sich mit denselben beschäftigt und die Ergebnisse ihrer Untersuchungen in den oben angeführten Werken veröffentlicht. In folgendem sind die Resultate der Untersuchung von nur wenigen Phonolithen niedergelegt, nur von solchen, welche deshalb ein allgemeineres Interesse für sich in Anspruch zu nehmen scheinen, weil sie bis jetzt entweder nicht hinlänglich oder überhaupt nicht untersucht wurden. Es sind dies in erster Reihe die von Reuss und Jokély als phonolithartige Trachyte und trachytartige Phonolithe bezeichneten Gesteine, dann sodalithführende Phonolithe. Wenn in der Folge von so bezeichneten Gesteinsgruppen die Rede ist, so soll mit dieser Bezeichnung und Anordnung keine systematische Gruppirung gegeben sein.

A. Trachytische Phonolithe.

Einige der von Reuss und Jokély als Verbindungsglieder von Trachyt und Phonolith aufgefassten Gesteine wurden zunächst deshalb untersucht, um ihr Verhältnis zu den Trachyten einerseits und zu den Phonolithen andererseits festzustellen. Es wurden zu diesem Zwecke Gesteine folgender Fundorte in Untersuchung gezogen: Marienberg und Steinberg bei Aussig, Ziegenberg bei Nesterschitz gegenüber Grosspriesen, Günthermühle bei Wital (unweit von Grosspriesen), westlich von Bensen, westlich von Rübendörfel. Letzteres

Gestein ist sehr trachytähnlich, und birgt die bekannten schönen Chabasitdrusen des böhmischen Mittelgebirges.

Die Gesteine der angeführten Fundorte besitzen verschiedenartigen Habitus. Einige nähern sich den Phonolithen, andere den Trachyten. Alle sind wohl als Phonolithe zu betrachten, obschon der Phonolithcharakter bei manchen derselben durch secundäre Umwandlungen, welchen einige Gemengtheile unterlagen, mehr oder weniger getrübt erscheint. Diese Gesteine sind sämmtlich derzeit nicht mehr frisch, und auf Hohlräumen, die zum Theil ursprüngliche Blasenräume darstellen, zum Theil aber secundär entstanden sind, finden sich verschiedenerlei Minerale, besonders Zeolithe und Calcit, angesiedelt.

Die Gesteinsgrundmasse besitzt allenthalben eine Korngrösse und ein Gefüge, welche durch ihre Aehnlichkeit mit denselben Verhältnissen in der Gesteinsgrundmasse der Trachyte des Gebietes trachytisch genannt werden müssen. Die Menge des Nephelins tritt gegenüber dem Feldspath zurück. Es ist oft sehr schwierig, die Anwesenheit von Nephelin überhaupt zu constatiren. Der Feldspath überwiegt nicht allein gegenüber dem Nephelin, sondern auch gegen alle übrigen Gemengtheile zusammen genommen.

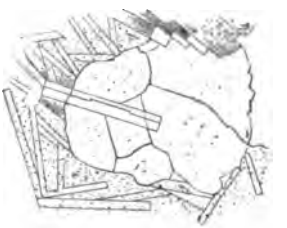
Beim näheren Studium der Dünnschliffe dieser Gesteine gewinnt man die Ueberzeugung, dass sich im Gesteinsgewebe derselben durch hydrochemische Processe secundär Feldspath neu gebildet haben müsse in ähnlicher Weise, wie dies aus älteren Gesteinen längst bekannt ist. Zu dieser Anschauung drängte zuerst der Anblick von Hohlräumen in den Gesteinen des Ziegenberges, von der Günthermühle und von Bensen, welche zum grössten Theile mit Analcim erfüllt sich zeigten. Vom Rande der Höhlung aber ragten farblose Feldspathsäulchen in das Innere des Raumes hinein, sich zwischen die Analcimkrystalle drängend (Fig. 3 und 4). Diese Feldspathkrystalle sind wasserklar und frei von jeglichem Einschluss, sie besitzen nicht das trübe zerkratzte Aussehen, welches den Feldspathleistchen der Grundmasse eigen ist und bedingt wird durch Einschlüsse feinster Augit- und Apatitkörnchen und -Nädelchen, sowie durch beginnende Zersetzung. Durch ihre wasserhelle Beschaffenheit unterschieden sich diese Feldspathsäulchen auf den ersten Blick von den übrigen trüben Feldspathen der Grundmasse. Deshalb, und weil sie ausserhalb des Gefüges der Grundmassenbestand-

theile auftreten, ist man wohl berechtigt, sie als secundäre Bildungen aufzufassen, als Feldspathe, die erst nach dem Entstehen des Hohlraumes, in welchen sie hineinragen, durch hydrochemische Processe entstanden sind. Die Vorstellung, dass man hier primäre, in den Hohlraum hineinragende Feldspathe vor sich habe, ist wohl durch die angeführten Momente ausgeschlossen. Auf dieselbe Weise scheinen die Feldspathsäulchen des (bis zu einem gewissen Grade) geschlossenen Gesteinsgefüges der Grundmasse eine Vergrösserung durch Anlagerung secundär gebildeter Feldspathsubstanz erfahren zu können, besonders nach den kleinen Lücken zu, welche durch Zer-

Fig. 3.

Hohlraum im trachytischen Phonolith von Bensen, ausgefüllt mit Analcimpflaster. Im Analcim secundäre Feldspathkrystalle.

Fig. 4.

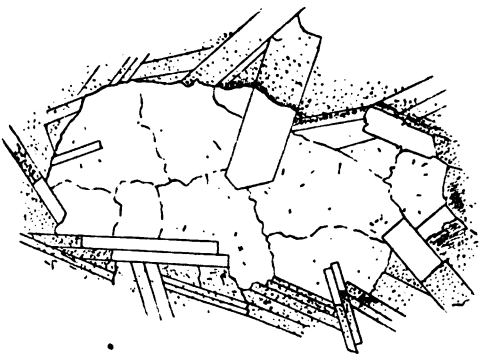


Hohlraum im trachytischen Phonolith von Bensen, ausgefüllt mit Analcim. Oben ragen aus dem trüben Leistwerk der Grundmasse drei helle Feldspathköpfe (secundär angewachsen) in den Analcim hinein. In der Mitte ein secundärer Feldspathzwilling.

setzung des Nephelins im Gestein entstanden sind. Darauf weisen nämlich solche Feldspathsäulchen hin, welche bei sonst trüber Beschaffenheit an dem einen Ende einen hellen Kopf besitzen. Die neue, secundär entstandene Feldspathsubstanz hätte sich dann in der gleichen Orientirung an die schon vorhandene des Krystalls angesetzt, der Krystall wäre einfach gewachsen. Auf eine leichtere Zersetzbarkeit eines Theiles von einem so kleinen Feldspathstabe und dadurch hervorgerufene Trübung desselben gegenüber widerstandsfähigeren und klar gebliebenen Theilen ist diese Erscheinung wohl kaum zurückzuführen. In einem Falle wurde neben der Bildung von Feldspathsäulchen auch die Entstehung eines krystallinischen

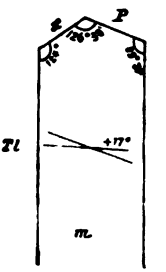
Aggregates von secundärem Feldspath beobachtet, ähnlich jener Form secundären Feldspathes, welche K. A. Lossen[1]) beschrieben hat. Ein einziger der neugebildeten Feldspathkrystalle (aus dem Phonolith des Ziegenberges) war zufällig so glücklich durchschnitten worden, dass im Dünnschliff sowohl Winkelmessungen, als auch Bestimmungen der Auslöschungsschiefe vorgenommen werden konnten (Fig. 5 *a*). Der Krystall ist nahezu parallel $M = \infty\breve{P}\infty$ (010) durchschnitten und zeigt sich begrenzt von ∞P (110), $0P$ (001) und $\breve{P}\infty$ (101). Die gemessenen Winkel sind in Fig. 5 *b* eingetragen;

Fig. 5 *a*.



Hohlraum aus dem trachytischen Phonolith des Ziegenberges, erfüllt von Analcim. Aus der umgebenden trüben Grundmasse des Gesteins ragen secundäre farblose Feldspathkrystalle zwischen die Analcimkörner hinein. Oben der grosse Krystall ist Albit.

Fig. 5 *b*.



Secundärer Albit aus einem mit Analcim erfüllten Hohlraum des Phonoliths vom Ziegenberge. Der Krystall zeigt die Combination ∞P. $0P$. $\breve{P}\infty$. Er ist etwa in der Richtung der Fläche *M* durchschnitten. Die gemessenen Winkel sind eingetragen, desgleichen die Auslöschungsschiefe von + 17° auf der Fläche *M*.

sie kommen denen, welche der Albit verlangt, ziemlich nahe. Die Auslöschungsschiefe wurde auf der mit *M* fast parallelen Fläche des Schnittes zu + 17° (gegen die Schnittlinie dieser Fläche mit *P* (001) bestimmt. Darnach ist dieser Krystall wohl als Albit anzusprechen. Die Natur der übrigen secundär gebildeten Feldspathe konnte nicht festgestellt werden.

[1]) K. A. Lossen, Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. d. k. preuss. geolog. Landesanstalt und Bergakademie f. d. Jahr 1883, 619, und f. d. Jahr 1884, 525. Besonders Erklärung der Tafel XXIX im Jahrgang 1883, 641.

Wenn derartige Feldspathneubildung in einem phonolithischen Gesteine in reichlichem Masse bei gleichzeitiger Verminderung oder gänzlicher Entfernung des Nephelins vor sich gegangen ist, so hat das Gestein seinen ursprünglichen Charakter eines Phonoliths verloren und den eines Trachytes angenommen.

An dieser Stelle sei an die bereits erwähnte mehrfach beobachtete Thatsache von Feldspathneubildung innerhalb des Gefüges älterer Gesteine erinnert. Es beschrieb schon 1877 A. E. Törnebohm[1]) Umwandlungserscheinungen des Hyperits von Olme, unweit Kristinehamm, welche dort auftreten, wo quarzerfüllte Spalten das Gestein durchziehen. „Von dem ursprünglich braunen Plagioklas des Hyperits „sind nur hier und da trübe Reste noch übrig. Statt dessen findet „sich ein Aggregat von Quarz und frischem, farblosem Plagioklas, „welcher letztere sich sowohl durch die Abwesenheit der braunen „Färbung als durch seine mehr unregelmässig körnige Ausbildung „deutlich von dem ursprünglichen Plagioklas kennzeichnet. Durch „achttägige Behandlung mit kalter Salzsäure wurde der neugebildete „Plagioklas nicht merkbar angegriffen, und er dürfte daher wohl als „Oligoklas aufgefasst werden können." Aus dem ursprünglichen Hyperit, aus Labrador, Augit, Hypersthen und Olivin bestehend, ist durch Umwandlung der einzelnen Bestandtheile „ein dioritartiges „Gestein entstanden, dessen wesentliche Gemengtheile Oligoklas, „Quarz, Hornblende und Granat sind". Auch aus einem allem Anschein nach durch Umwandlung eines diallagführenden Hyperits entstandenen und nun auch dioritischen Gesteine, welches häufig in dem Magnetitgneiss von Westgothland vorkommt, beschreibt Törnebohm ähnliche Feldspathneubildung.[2]) An Stelle der ursprünglichen, bräunlichen, länglichen Plagioklasindividuen entsteht ein kleinkörniges Aggregat von farblosem Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Ferner beschreibt K. A. Lossen[3]) secundär gebildeten Feldspath, welcher neben primärem in einem strahligkörnigen schwachflaserigen Diabas südöstlich von Passbruch (Harz) auftritt. „Der secundäre Plagioklas „ist im Gegensatz zu dem primären nicht als Leistwerk, sondern als „mosaikartiges Pflaster ausgebildet, ist nicht getrübt, sondern

[1]) A. E. Törnebohm, Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min. 1877, pag. 385.

[2]) A. E. Törnebohm, l. c. 387.

[3]) K. A. Lossen, l. c.

wasserhell." Auch J. H. Kloos fand secundär entstandenen Feldspath, „welcher mit Quarz ein kleinkörniges Gemenge bildet" in einem Uralitgestein von Ebersteinburg im nördlichen Schwarzwald.[1]) Ferner beobachtete C. A. Vanhise[2]) in gewissen feldspathhaltigen Sandsteinen der Kewcenawangruppe an der Nordküste des Huronsees ein nachträgliches (secundäres) Wachsthum der Feldspathkörner. „Die Oberfläche der ursprünglichen Feldspathkörner ist abgerundet „und deren Grenzen durch Eisenoxyd markirt; auf denselben ist „dann neue Substanz abgesetzt, und zwar mit dem Kern parallel „orientirt, gleichviel, ob letzterer Orthoklas oder Plagioklas ist." Endlich führt auch Max Koch[3]) an, dass in „begleitenden Bestandmassen" der Kersantite des Unterharzes „Feldspathneubildung" stattgefunden habe.

Die Neubildung von Feldspath innerhalb der trachytischen Phonolithe ist nicht mit Bestimmtheit zurückzuführen auf die Präexistenz eines bestimmten Minerals, dessen Substanz bei der Zersetzung die Stoffe liefern würde zum Aufbau der Feldspathmolekel. Vielmehr scheinen sich bei der Feldspathneubildung auf wässerigem Wege ganz andere Processe abzuwickeln, bei denen sich nicht einfache Umwandlungsvorgänge ganz local vollziehen, sondern bei denen Stoffwanderungen in grösseren Gesteinspartien eine Rolle spielen. Aus der Zersetzung des Nephelins und des vorhandenen Plagioklas resultiren offenbar viele Silicate, insbesondere *Na*- und *Ca*-Silicate, in wässeriger Lösung unter Zuhilfenahme der Kohlensäure. In einem bestimmten Stadium der Zersetzung des Gesteins scheint dasselbe ganz durchtränkt zu sein mit den Lösungen solcher Silicate. Sobald nun keine rasche Abfuhr derselben stattfindet, scheinen diese Silicate unter derzeit noch unbekannten näheren Bedingungen sich zu neuen Verbindungen von der Feldspathformel zu vereinigen. Aus der Gesammtmenge der vorräthigen Silicatlösungen treten Verbindungen in fester Form aus, die secundären Feldspathe und in anderen Fällen bestimmte Zeolithe. Wie sich die Bildung

[1]) J. H. Kloos, N. Jahrb. f. Min. 1885, II, 85.

[2]) C. H. Vanhise, Ueber das Vorkommen von Feldspathkrystallen im Sandstein. Amer. Journ. Sc. 27. Band, 161. Referat in Groth's Zeitschrift f. Krystall. u. Min. 1885, X. Band, 318.

[3]) Max Koch, Die Kersantite des Unterharzes. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1886; besond. pag. 76 und 98.

von Feldspath zu der Zeolithbildung verhalten mag, ob eine gleichzeitige Entstehung stattfinden kann, ob aus den Zeolithen Feldspath hervorgehen kann, das alles lässt sich nicht beantworten. Wohl liegen mehrfache Beobachtungen vor, angesichts derer man an eine massgebende Rolle des Analcims bei der Neubildung von Feldspath denken könnte. Nach Blum (Pseudomorph. II, 23) fand Haidinger Orthoklas pseudomorph nach Analcim am Calton Hill bei Edinburgh, Blum selbst Orthoklas-Pseudomorphosen nach Analcim bei Nanzenbach unfern Dillenburg und Herborn-Seelbach (Nassau). A. Sauer[1]) fand die bekannten Leucit-Pseudomorphosen im Leucitophyr von Oberwiesenthal aus Analcim, bei weiter vorgeschrittener Umwandlung aber aus Sanidin und Glimmer bestehend, welche endlich kaolinartige Substanzen lieferten. „Aus Leucit ging zuerst Analcim hervor; „an Stelle dieses trat Sanidin oder ein Gemenge aus Sanidin und „weissem Glimmer." J. Kühn[2]) berichtet über Bildung von Albit aus Analcim im Ophit von Arudy im Ossauthal (Pyrenäen). Allein diesen Thatsachen stehen wieder andere Arten secundärer Feldspathbildung, überhaupt von Feldspathneubildung gegenüber, bei denen der Analcim aller Wahrscheinlichkeit nach keine Rolle gespielt hat. So fand V. v. Zepharovich[3]) Orthoklas als Drusenmineral im Leucittephrit der Katzenburg bei Leitmeritz; in Hohlräumen dieses Gesteines hatten sich folgende Absätze, in der Reihenfolge vom ältesten zum jüngsten gebildet: 1. Phillipsit. 2. Calcit. 3. Orthoklas (Adular), selbstständige Kryställchen oder Perimorphosen nach Calcit. 4. Pyrit. 5. Calcit. G. v. Rath[4]) fand einen Theil des Krystallraumes von Sodalith erfüllt mit Aggregaten von Sanidin, Augit, Titanit, Magnetit. Nach J. Roth[5]) kommen in Sommagesteinen Krystalle von Leucitform vor, die aus Sanidin und Nephelin bestehen; die Sanidinkrystalle waren mitunter von messbarer Grösse. Scacchi fand ebenfalls in Auswürflingen des Monte Somma weissliche Leucitkrystalle vollständig in Sanidin umgewandelt. Auch bei

[1]) A. Sauer, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Section Wiesenthal. Leipzig 1884, 60—68.

[2]) J. Kühn, Zeitschrift d. d. geol. Ges. 1881, XXXIII, pag. 396.

[3]) V. v. Zepharovich, Zeitschrift für Krystallogr. u. Mineralogie. 1885, X, 601. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. 1885, 91. Band.)

[4]) G. vom Rath, Zeitschrift d. d. g. Ges. 1836, 18. Band, 622.

[5]) J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie. I, 346; vergl. auch I, 315.

der von Naumann beobachteten Neubildung von krystallisirtem Feldspath neben Flussspath im Kohlensandstein von Oberwiesa unweit Chemnitz spielt wohl Analcim keine Rolle, ebensowenig bei vielen anderen von F. Zirkel[1]) angeführten Feldspathbildungen auf wässerigem Wege; desgleichen bei der von H. Credner[2]) beobachteten Albitneubildung in granitischen Gängen des sächsischen Granulitgebirges. Und wenn es auch J. Lemberg[3]) gelang, künstlich durch Behandlung von Analcim mit Kalisilicatlösung ($K_2O.4SiO_2$) ein feldspathartiges Product von der Zusammensetzung 58·56 SiO_2; 20 Al_2O_3; 0·6 CaO; 18·62 K_2O; 2·22 H_2O zu erhalten, so ist doch durch alle diese Beobachtungen auf den eigentlichen Vorgang der Feldspathbildung noch sehr wenig Licht geworfen.

Aus den hier mitgetheilten sehr mannigfaltigen Beobachtungen von Feldspathneubildung durch hydrochemische Processe ist zu ersehen, dass benannter Vorgang gar kein so seltener ist, als es scheinen könnte, und bei weiterer Verfolgung dieses Gegenstandes werden sich den angeführten noch viele Beobachtungen, besonders von Bildung secundären Feldspaths innerhalb des Gefüges von Gesteinen, anreihen.

So scheinen auf secundäre Feldspathbildung auch die auffälligen chemischen Vorgänge hinzuweisen, welche bei der Verwitterung der Phonolithe sich abwickeln. Es fand C. v. Eckenbrecher[4]) bei einem in Verwitterung begriffenen Phonolith von der Eisenbahn bei Zittau den frischen Phonolith von der Zusammensetzung I, die innerste hellgraue Zone der 4 Centimeter dicken Verwitterungsrinde von der Zusammensetzung II, die nächstfolgende gelblich gefärbte Zone der Verwitterungsrinde III und die äusserste, weisse, kreideähnlich poröse Zone IV:

---

[1]) F. Zirkel, Lehrb. d. Petrographie. 1866, I, 162 u. 163.

[2]) H. Credner, Zeitschr. d. d. g. G. 1875. 27. Bd., 117, 158.

[3]) J. Lemberg, Zeitschr. d. d. g. Gesellschaft. 1876, 28. Bd., 539. Vergl. auch denselben Autor in der gleichen Zeitschr. 1877 u. 1883.

[4]) C. v. Eckenbrecher, Diese Mitth. 1881, III, 1 u. f.

	Frisches Gestein	Verwitterungsrinde		
		Innerste Zone	Mittlere Zone	Aeussere Zone
	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	56·64	63·56	61·31	58·41
Al_2O_3 . . .	23·54	17·86	24·51	24·08
Fe_2O_3 . . .	4·46	3·99	1·96	0·54
CaO	2·80	1·20	1·58	1·38
MgO	0·01	0·20	0·41	1·58
K_2O	5·39	7·10	6·54	6·30
Na_2O . . .	6·08	5·90	2·35	3·17
H_2O	0·48	1·23	2·02	3·74
Summe . .	99·41	101·03	100·63	99·22
Spec. Gew. . .	2·60	2·63	2·43	2·42

Der Kieselsäuregehalt ist in der innersten Verwitterungsrindenzone bedeutend gestiegen gegenüber dem unveränderten Phonolith, desgleichen der Kaligehalt; der Natrongehalt ist fast gleich geblieben, der Thonerdegehalt aber gesunken. C. v. Eckenbrecher sucht diese Veränderungen zu erklären durch Bildung von Natrolith aus dem Nephelin und dem Sodalith des Phonoliths. Diese Annahme erklärt aber nicht die so bedeutende Anreicherung an SiO_2 in der Verwitterungsrinde, worauf schon H. Rosenbusch im Referate über die Arbeit Eckenbrecher's im N. Jahrb. f. Mineralogie[1]) hinweist. Auch die Erhöhung des specifischen Gewichtes von 2·60 des frischen Phonoliths auf 2·63 in der innersten Zone der Verwitterungsrinde würde nicht gedeutet durch Annahme von Natrolithbildung. Besser scheinen diese Vorgänge sich erklären zu lassen durch Annahme einer theilweisen Neubildung von Feldspath im ersten Stadium der Phonolithverwitterung.

Die diesen Untersuchungen zu Grunde liegenden trachytischen Phonolithe des Mittelgebirges besitzen sehr verschiedenartigen Charakter. In der folgenden Beschreibung musste aus diesem Grunde jedes der Gesteine einzeln erörtert werden.

A. 1. Der trachytische Phonolith des Marienberges bei Aussig ist schon mehrfach beschrieben worden, besonders von F. Zirkel[2]) und von E. Bořický.[3]) Er bildet einen mächtigen

[1]) Neues Jahrb. f. Miner. 1881, II, 232.

[2]) F. Zirkel, Mikroskop. Beschaff. d. Min. u. Gesteine, 392 u. 393.

[3]) E. Bořický, Petrogr. Studien an d. Phonolithgest. Böhmens, 38.

Stock, welcher durch die erodirende Thätigkeit der Elbe in zwei Theile getheilt worden ist, in den Marienberg am linken und den Steinberg am rechten Ufer. Das Gestein ist grünlichgrau von Farbe, auf den Bruchflächen matt seidenglänzend. Dem blossen Auge erscheint es gleichmässig feinkörnig, nur hier und da tritt ein Augitsäulchen porphyrisch hervor. Im frischen Zustande zeigt das Gestein ununterbrochene Raumerfüllung, mit fortschreitender Verwitterung sammeln sich concretionär an vielen Punkten Natrolithmassen an; in den peripherischen Gesteinsmassen des Stockes findet man zahlreiche Hohlräume, deren Wände mit schönen Natrolithdrusen ausgekleidet sind. Zum Theil mögen diese Hohlräume vielleicht auf ursprüngliche Blasenräume zurückzuführen sein, zum Theil sind sie jedoch gewiss späteren, secundären Ursprungs. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein porphyrartige Structur: Aus einer Grundmasse, die zum grössten Theile aus leistenförmigen Sanidindurchschnitten besteht, denen sich hier und da Augitkörnchen, Erztheilchen, Titanit- und Apatitkrystalle zugesellen, treten als grössere Ausscheidungen Augit, Sanidin und sechsseitige Durchschnitte von Hauyn (?) hervor. Viele durch das ganze Gesteinsgefüge zerstreute gelbliche Fleckchen von unregelmässig vier- bis sechseckigen Umrissen, bestehend aus theilweise undefinirbaren, theilweise aber aus zeolithischen und thonigen Zersetzungsproducten, desgleichen zerkratzt aussehende und unregelmässig begrenzte Partien zwischen den Feldspathdurchschnitten sind wohl auf ehemals vorhandenen Nephelin zurückzuführen. Das Gestein befindet sich leider allenthalben in einem Zustande der Zersetzung, welcher eine sichere Bestimmung nicht zulässt. Ueberall finden sich Zersetzungsproducte, Zeolithe (vorwiegend Natrolith), Calcit und thonige Substanzen. Auch die angeführten als Hauyn gedeuteten Durchschnitte, welche sich durch ihre bedeutende Grösse von den als Nephelin gedeuteten unterscheiden, sind erfüllt mit Zeolithfasern, zwischen denen aber grüne Aederchen verlaufen. Beim Glühen wird die ganze Ausfüllungsmasse trübe. Augit und Titanit zeigen dieselbe Beschaffenheit wie in den Trachyten des Mittelgebirges. Hornblende scheint diesem Phonolith vollständig zu fehlen. Wohl aber finden sich kleinere Augitsäulchen und dunkle Erzkörnchen zu solchen Gruppen angehäuft, wie dieses bei den Trachyten in der Umrandung der corrodirten Hornblenden der Fall ist. Möglicherweise sind die einst vorhandenen Hornblendekrystalle vom Magma vollständig wieder aufgelöst worden.

Der Marienberg-Phonolith ist mehrfach chemisch untersucht worden, am vollständigsten durch J. Lemberg.[1]) Das „frische" Gestein besass die Zusammensetzung I, der durch *H Cl* zerlegbare Theil die von II, der in *H Cl* unlösliche die von III. In der Nachbarschaft von I genommenes, noch weiter zersetztes Gestein, bereits „zu einer heller gefärbten porösen, bröcklichen Masse verwittert", hatte die Zusammensetzung IV.

	I.	II.		III.	IV.
H_2O	4·34	4·10	durch *H Cl* zerlegbar	0·47	9·34
SiO_2	55·22	21·64		66·76	54·99
Al_2O_3	20·53	10·37		15·60	22·68
Fe_2O_3	3·24	2·23		1·90	3·50
CaO	1·56	1·07		0·96	1·16
MgO	0·43	0·40		3·89	0·49
K_2O	5·58	0·40		10·42	5·81
Na_2O	7·43	5·45		3·89	2·10
		51·54	durch *H Cl* nicht zerlegbar		
	98·33	97·08		103·89	100·07

A. 2. Das phonolithische Gestein, welches den mächtigen Stock des Ziegenberges[2]) bei Nesterschitz gegenüber von Grosspriesen a. d. Elbe aufbaut, ist auch bereits so reich an Zersetzungsproducten, dass sein ursprünglicher Charakter nicht mehr mit Sicherheit erkannt werden kann. Das Gestein besitzt hellgraue Farbe und porphyrische Structur. Aus der Grundmasse sind grosse Plagioklase und Sanidine (erstere bis 20 Millimeter lang), kleinere Augite (5 Millimeter lang, 1 Millimeter dick) und 2 Millimeter lange honiggelbe Titanite ausgeschieden. Spaltblättchen der grossen Plagioklase ergaben auf $0P$ *(P)* die Auslöschungsschiefe von —7° 30′, auf $\infty\breve{P}\infty$ *(M)* von —20° bis — 30°, also die des Labradorits. Die Grundmasse besteht vorzugsweise aus Feldspathleistchen, welche fast parallel zu ihrer Längsrichtung auslöschen. Der Plagioklas waltet unter ihnen ebenso entschieden vor, wie bei den porphyrischen Ausscheidlingen. Demnach wäre dieses Gestein streng petrographisch kein Phonolith. Doch wird man kaum berechtigt sein, diese Felsart

[1]) J. Lemberg, Zeitschr. d. d. g. Ges. 1883, 35. Bd., 557.

[2]) E. Bořický beschreibt dieses Gestein in „Petrograph. Stud. a. d. Phonolithgest.", pag. 43.

von den Phonolithen zu trennen, da sich dieselbe geologisch in jeder Beziehung dieser Gesteinsgruppe anschliesst. Am Aufbau der Grundmasse betheiligen sich ferner in untergeordneter Weise Augit, Apatit, Magnetit, wahrscheinlich auch Nephelin und äusserst zarte Glashäutchen. Hornblende scheint auch diesem Gestein zu fehlen. Secundäre Minerale (Zeolithe, Feldspath, Calcit und thonige Substanzen) sind, wie bereits angeführt, sehr reichlich vorhanden.

A. 3. Oberhalb Wital, nächst der Günthermühle[1]), ist ein Stock eines phonolithischen Gesteines bekannt, welches in den peripherischen Theilen dicksäulenförmig abgesondert ist. Das Gestein besitzt graue Farbe. Seine Structur ist durch ausgeschiedene grosse (bis 5 Millimeter) Augit- und Hornblendekrystalle porphyrisch. Feldspathausscheidlinge sind mit blossem Auge nicht wahrzunehmen. Grosse, lang-elliptische Hohlräume mit gleich gerichteten Längsaxen, über deren primäre Natur wohl kein Zweifel bestehen kann, sind mit hübschen Thomsonitdrusen oder mit Calcitmandeln erfüllt. Die Grundmasse besteht vorzugsweise aus Sanidinleistchen, zu denen gut erkennbare Nephelinkrystalle, Magnetitkörner, Augit und in sehr geringer Menge auch Glasbasis treten. Aus dem Gemenge der Grundmassenbestandtheile treten unter dem Mikroskop grössere apfelgrüne, häufig tafelförmig nach der Axe *b* gestreckte Augite, selten corrodirte Hornblenden, riesengrosse (bis über 1 Millimeter dicke und 4 Millimeter lange) Apatite, Titanite und farblose Rechtecke, Sechs- und Achtecke hervor, die vielleicht dem Sodalith angehören. Die ausfüllende Substanz ist allerdings nicht mehr frisch, an ihre Stelle sind oft zeolithische Faserbüschel getreten. Aber an manchen Stellen erkennt man noch eine in allen Schnitten einfach brechende, wasserklare, nur hier und da ein Erzkorn führende Substanz, die sich beim Glühen im Schwefeldampf nicht bläut und frei ist von den im Hauyn bekannten Einschlüssen. Im salzsauren Auszuge aus dem Gestein waren sowohl von Schwefelsäure, als auch von Chlor nur Spuren zu finden. Relativ viel Eisenglanzblättchen sind in das Gestein eingestreut.

A. 4. Westlich vom Städtchen Bensen ragt ein kleiner Stock eines stark zersetzten phonolithischen Gesteins aus dem umgebenden Diluvium empor. Dieses Gestein zeigt plattenförmige

[1]) E. Bořický erwähnt einen „Trachybasalt von der Günthersmühle (bei Salesl, unweit Probosch)", der vielleicht mit unserem Gestein identisch ist. Petrogr. Unters. a. d. Phonolithgest. Böhmens, pag. 73.

Absonderung. Seine Farbe ist lichtgrau, die Structur ist porphyrisch. Aus der Grundmasse treten grosse (bis 10 Millimeter lange), stark zersetzte, trübe Plagioklaskrystalle und schmale (1—2 Millimeter breite und 10 Millimeter lange) Prismen von Augit und Hornblende hervor. Die Grundmasse setzt sich wesentlich aus Plagioklas- und Sanidinleistchen, Augit-, Hornblende- und Apatitkrystallen, sowie aus Erzkörnchen zusammen. Nephelin ist auch hier nur zweifelhaft nachzuweisen; kleine trübe Stellen mit rundlichen oder vier- und sechseckigen Umrissen, im ganzen Gestein gar nicht selten auftretend, mit verschiedenen Zersetzungsproducten erfüllt, sind wahrscheinlich auf ehemaligen Nephelin, zum Theil vielleicht auf zersetzten Hauyn zurückzuführen. Der Plagioklas überwiegt auch in diesem Gestein gegen den Sanidin. Nach den gemessenen Auslöschungsschiefen wäre der Plagioklas vorwaltend kalkreicher Natronfeldspath, Andesin-Labrador. Häufig treten secundär Analcim, Feldspath und Calcit auf.

A. 5. Das sehr trachytähnliche, poröse Gestein von lichtgrauer Färbung, welches westlich von Rübendörfel bei Leitmeritz einen kleinen Stock bildet, ist in mehrfacher Beziehung interessant, besonders durch seinen Gehalt an kleinen Hauynkörnern in der Grundmasse und durch das Auftreten schöner Chabasitdrusen in Hohlräumen. Es ist das jenes Gestein, welches die allbekannten schönen Chabasite aus dem böhmischen Mittelgebirge liefert, die in allen Sammlungen mit der Fundortsangabe „Rübendörfel" oder „Aussig", auch „Leitmeritz" anzutreffen sind. Weder Aussig noch Leitmeritz liefern Chabasit. E. Bořický beschreibt dieses Gestein als Trachybasalt in seinen „petrographischen Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens". [1]) Nach Bořický besteht das Gestein „vorherrschend" aus „einer gelblich oder graulichweissen, staubigen, im polarisirten „Lichte dunklen Substanz, die zum grossen Theile durch Auflösung „eines einfach brechenden Minerals, am wahrscheinlichsten des Hauyn „oder Nosean entstanden ist; denn stellenweise bemerkt man noch „deutlich ausgebleichte oder dicht staubige und dunkel gefärbte und „winzig kleine, mit bräunlichem Staube dicht erfüllte Polygone, „welche letztere als umgewandelte Hauyndurchschnitte recht deutlich „zu erkennen sind. In dieser meist homogenen Substanz sind kleine, „minder deutlich begrenzte Durchschnitte des Nephelin, einzelne mikro-

[1]) Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung Böhmens. Prag 1874, III. Band, II. Abth., 73.

„porphyrisch (und grell) hervortretende Durchschnitte des Apatit, „lockere Häufchen von Augit und Magnetit und zahlreiche Gruppen „zarter Feldspathleistchen ungleichmässig verbreitet". — Den Nephelin mit Sicherheit nachzuweisen, ist bei der vorgeschrittenen Zersetzung des Gesteines mir nicht möglich gewesen, trotzdem zur Untersuchung das frischeste Material verwendet wurde, was an Ort und Stelle überhaupt zu schlagen war. Das Gestein hat derzeit entschieden trachytischen Habitus, den es möglicherweise erst secundär erhalten hat, vorzugsweise durch Zersetzung des Nephelins und durch Neubildung von Feldspath. In einer Grundmasse von primären und secundären Feldspathleistchen, Augitstäbchen und eingestreuten Hauyn- und Magnetitkörnern liegen grössere ausgeschiedene Krystalle von Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, Nester von den secundären Mineralen Chabasit, Analcim und Calcit, sowie von thonigen Substanzen. Zwischen den krystallinisch ausgeschiedenen Gesteinselementen ist eine sehr spärliche Glasbasis vorhanden, welche stellenweise zu den zartesten, fast unmerklichen Häutchen wird, und nur an wenigen Orten grössere Ausdehnung erlangt. Accessorisch sind vorhanden Titanit, Apatit, Magnetit und Eisenglanz. Unter den Feldspathen des Gesteins waltet Sanidin vor, doch findet sich der Plagioklas recht häufig. Unter den Plagioklasen kommen sehr kalkreiche Arten vor.

Dieser trachytische Phonolith besitzt einen SiO_2-Gehalt von 58·03 Procent. Eine annähernde Bestimmung der Schwefelsäure ergab den Gehalt von 0·14 Procent SO_3. Bei der Annahme, dass der Hauyn durchschnittlich 10 Procent SO_3 enthält, ergäbe die Anwesenheit von 0·14 Procent SO_3 im Gestein das Vorhandensein von etwa 1·4 Procent Hauyn. Der Hauyn findet sich nur in Form kleiner Körner, die gewöhnlich die Grösse von 0·03 Millimeter, selten bis 0·14 Millimeter erreichen, eingestreut in der Grundmasse. Nur in seltenen Fällen waren krystallographisch begrenzte Durchschnittsformen zu beobachten, welche auf $\infty O = (110)$ beziehbar waren; in der Regel zeigen die Körner unregelmässig abgerundete Umrisse. Die Hauyne erscheinen farblos und fast frei von Einschlüssen, oder gelblich gefärbt. Wegen ihrer geringen Grösse waren sie im nicht weiter behandelten Dünnschliffe nicht erkennbar. Beim Glühen des Dünnschliffes im Schwefeldampf nach der von A. Knop[1]) angegebenen

[1]) A. Knop, Ueber eine mikrochem. Reaction auf Glieder der Hauynfamilie. Neues Jahrb. f. Min. 1875, 74.

Methode färben sie sich schön blau und springen dann sofort in die Augen. Ueber die Ursachen der natürlichen Hauynfarben und über die Gründe der Blaufärbung des Hauyns beim Glühen überhaupt und beim Glühen im Schwefeldampf im Speciellen liegen viele Arbeiten vor, insbesondere von F. Zirkel[1]), L. Dressel[2]), H. Vogelsang[3]), A. Sauer[4]), Paul Mann[5]) und B. Mierisch[6]), ohne dass diese Frage gelöst worden wäre. Es liegt nicht in meiner Absicht, mich in eine Discussion dieser höchst interessanten Färbung einzulassen. Die von A. Knop angegebene Reaction auf Hauyn wurde von mir an Dünnschliffen sehr verschiedener Gesteine mit theils farblosem, theils von Natur aus verschiedenartig gefärbtem Hauyn angewandt, und in allen Fällen färbte sich der Hauyn mehr oder weniger blau. Bei Ausführung der Reaction empfiehlt es sich, den zuvor sehr gut gereinigten Dünnschliff nicht direct mit dem im Platintiegel geschmolzenen Schwefel in Berührung zu bringen, vielmehr auf den früher in's Glühen gebrachten Dünnschliff nur die Dämpfe vom Schwefel einwirken zu lassen.

Der trachytische Phonolith von Rübendörfel enthält, wie schon erwähnt, schöne Chabasitkrystalle. Der Chabasit ist selbstverständlich secundären Ursprungs. Bořický nimmt an, dass das Material zur Chabasitbildung wahrscheinlich aus der Zersetzung des Hauyn und der „amorphen Substanz" herrühre. Diesen Ursprung für den Chabasit aus Hauyn anzunehmen liegt wohl nahe. Es scheint jedoch diese Annahme nicht der Wirklichkeit zu entsprechen. Der Chabasit findet sich fast immer in Hohlräumen ausgeschieden, doch glaube ich annehmen zu können, dass er auch auf Spalten in Plagioklasen auftritt. Da ferner Chabasit auch in anderen plagioklasführenden Gesteinen, die frei sind von Hauyn, vorkommt, wie im Trachyt von

[1]) F. Zirkel, Mikromineralog. Mittheil. Neues Jahrb. f. Min. 1870, 818.

[2]) L. Dressel, Mittheilungen vom Laacher See. Neues Jahrb. f. Min. 1870, 559.

[3]) H. Vogelsang, Ueber die natürl. Ultramarinverbindungen. Amsterdam 1873. Mit 3 Tafeln. (Verslagen en Mededeelingen d. koninklijke Akademie van Wetenschappen. Afdeelings Naturkunde. 2. Reeks. Deel VII).

[4]) A. Sauer, Unters. über phonol. Gesteine d. canarischen Inseln. Zeitschrift f. d. gesammt. Naturwiss. (Halle) Berlin 1876, 331.

[5]) Paul Mann, Untersuchungen über die chem. Zusammensetzung einiger Augite aus Phonolithen etc. N. Jahrb. f. Min. 1884, II, 201.

[6]) B. Mierisch, Die Auswurfsblöcke d. Monte Somma. Diese Mittheilungen. 1886, VIII, 169.

Babina und in manchen Basalten, so ist es wohl wahrscheinlicher, dass die aus kalkreichen Plagioklasen austretenden Kalksilicate das Material für die Chabasitbildung liefern.

In ähnlicher Weise wie der Chabasit geht auch Analcim aus Feldspathen, aber aus natronreichen oder doch aus den Natriumsilicaten derselben, hervor. Auch der Analcim findet sich nur als secundär entstandenes Material im Rübendörfler Gestein, sowie auch im phonolithischen Trachyt von Bensen und in manchen anderen der hier besprochenen Gesteine. Er tritt in zweierlei Form auf. Erstens in Hohlräumen, hier frei auskrystallisirt, zweitens innerhalb der grösseren Feldspathkrystalle (im Sanidin sowohl, als auch in Plagioklasen) entlang der Spaltenwände. Die frei in Hohlräumen sitzenden Krystalle sind in unseren Gesteinen immer nur klein, lassen aber die Flächen von $2O2 = (211)$ wohl erkennen. Der innerhalb der Feldspathkrystalle auftretende Analcim besitzt keine krystallographisch bestimmbaren Formen, sondern er bildet knäuelförmige Aggregate von Körnern, die sich entlang der vorhandenen Spaltrisse im Feldspathkrystall auf Kosten der Feldspathsubstanz ansiedeln. In der Regel wird der Analcim begleitet von Kalkspath und von einer durch Eisenoxydhydrat braun gefärbten thonigen Substanz. Der Feldspathkrystall zerfällt dadurch in einzelne Trümmer. Die Analcimbildung schreitet von den Spalten aus weiter fort, und schliesslich ist die gesammte Feldspathsubstanz verdrängt, und an ihre Stelle ist ein regelloses Haufwerk von Analcimaggregaten, Kalkspathblättern und Thonhäufchen getreten. Die Entstehung von Analcim durch Zersetzung natronhaltiger Feldspathe ist schon mehrfach beobachtet worden. So fand Scheerer[1]) Analcim im norwegischen Zirkonsyenit, entstanden aus Orthoklas. Pumpelly[2]) fand Umwandlung von Labradoriten in Analcim in den Grünsteinen des Lake superior. Carl Rohrbach[3]) sah in Tescheniten den Analcim in Form von Lappen und Adern innerhalb von Plagioklaskrystallen. Ferner beobachtete derselbe Feldspathindividuen, „welche noch deutlich den „Feldspathumriss zeigten, aber bis auf einige geringe Reste in Analcim

[1]) Pogg. Annal. 1859, 108, pag. 428.

[2]) Pumpelly, Metasomatic development of the copper-bearing rocks of Lake superior. Proc. of the Americ. Acad. of arts and sciences. 1878, XIII, 281.

[3]) C. Rohrbach, Ueber die Eruptivgest. im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation etc. Diese Mitth. 1885, VII, 32.

„umgewandelt waren." Endlich erhielt J. Lemberg[1]) im Laufe seiner Studien über Umwandlung von Silicaten mannigfaltig künstliche Analcimkrystalle durch Behandlung von Adular mit Natriumcarbonat oder anderen Natriumverbindungen.

Schliesslich seien die Folgerungen zusammengefasst, welche sich aus der Untersuchung der trachytischen Phonolithe ergeben:

1. Im böhmischen Mittelgebirge kommen Phonolithe vor, die relativ viel Plagioklas enthalten und dadurch, sowie durch ein gröberes Korn ihrer Grundmasse von der Mehrzahl der Phonolithe dieses Gebietes abweichen.

2. Der Nephelin scheint sich in dieser grobkörnigeren und plagioklasreicheren Grundmasse rasch zersetzen zu können, so dass er in manchen dieser Phonolithe nicht mehr sicher nachgewiesen werden kann, und seine frühere Anwesenheit nur als sehr wahrscheinlich angenommen werden muss.

3. Durch die Zersetzung des Nephelins und des Plagioklas entstehen reichlich Lösungen von *Na*- und *Ca*-Silicaten, welche local oder allgemein (an allen geeigneten Orten) im Gestein Veranlassung geben können zur Neubildung von Feldspath, sowie zur Bildung von Zeolithen, namentlich von Natrolith und Analcim, dann auch von Chabasit und Thomsonit.

4. Die Natur der secundär gebildeten Feldspathe mag verschieden sein können; in einem Falle wurde der secundäre Feldspath mit befriedigender Sicherheit als Albit bestimmt.

5. Zur Bildung von Analcim werden vorzugsweise die aus der Zersetzung von Plagioklas hervorgehenden Silicate verwendet.

6. Durch die Zersetzung des Nephelins und durch die Neubildung von Feldspath verlieren diese Gesteine den ursprünglichen phonolithischen, und erhalten dafür einen trachytischen Charakter.

B. Sodalithführender Phonolith.

Die Elbe hat unterhalb des Ortes Pömmerle an ihrem linken Ufer eine Reihe von tertiären Eruptivmassen durch Erosion angeschnitten, welche aus sehr mannigfachen Gesteinen bestehen. Phono-

[1]) Das mineralog. Institut der Universität Leipzig besitzt von J. Lemberg herrührende Präparate der schönsten künstlichen Analcimkrystalle.

lithische Felsarten nehmen unter denselben die erste Stelle ein. Entlang der Linie der Staatseisenbahn-Gesellschaft sind diese Gesteine gut aufgeschlossen. Wenn man die Bahnstrecke von Pömmerle gegen Rongstock abwärts begeht, so trifft man zunächst auf einen, dem blossen Auge dicht, fast felsitisch erscheinenden Phonolith von dunkelgrüner Farbe. Im angewitterten Zustande weist er mehr oder weniger röthliche und bräunliche Färbungen auf.

Dieser ausgezeichnete Phonolith bildet, so scheint es wenigstens, einen mächtigen Stock, welcher zwischen Kilometer 528 und 528·1 der Staatsbahnlinie von einem anderen, gangförmig auftretenden phonolithischen Gesteine durchbrochen wird, welches vom ersten wesentlich abweicht. Dasselbe besitzt eine derart ausgesprochene Porphyrstructur, dass es die Bezeichnung „Phonolithporphyr" verdient. In einer bräunlichgrauen oder schmutzig grünlichgrauen, dem Auge dicht erscheinenden, spröden Grundmasse liegen grosse (bis 10 Millimeter lange), grünlichgraue Sanidin-, Albit- und Oligoklaskrystalle, kleinere (2—3 Millimeter im Durchschnitt messende), glashelle oder milchig trübe Sodalithkörner und lange aber schmale Säulchen von Augit und Hornblende. Unter dem Mikroskop erscheint die Grundmasse als ein äusserst feinkörniges, schwer aufzulösendes Gemenge von leistenförmigen Feldspathdurchschnitten, Nephelin- und Sodalithkörnchen, Augitnädelchen, Erzkörnern (Magnetit), Kalkspathschüppchen und Glashäutchen. Der Calcit ist secundären Ursprungs. In der so beschaffenen Grundmasse liegen ausser den genannten grösseren Ausscheidlingen noch Apatit und Titanit, welche indess nur mikroskopische Dimensionen erlangen. Die Feldspathe sind Sanidin, Albit und kalkreicher Oligoklas, wie schon erwähnt wurde. Das specifische Gewicht des Sanidins in unserem Gestein schwankt von 2·524, 2·568, 2·581 bis zu 2·601; der isolirt erhaltene Albit besitzt hier zufolge der in Kaliumquecksilberjodid-Lösung vorgenommenen Bestimmungen Dichten von 2·621 bis 2·635 und Auslöschungsschiefen (gemessen an Spaltblättchen) auf P $+4^{\circ}$ und $+3^{\circ}$, auf M $+17^{\circ}$ und $+16^{\circ}$; ebenso wurde für den Oligoklas die Dichte von 2·65 und die Auslöschungsschiefe auf M von $+10^{\circ}$ gefunden. Die Augite erscheinen schön apfelgrün mit schwachem Pleochroismus, b gelblichgrün und a apfelgrün. Die Hornblende ist im Dünnschliff braun, umgeben von Augit- und Opacitkränzen. Sie besitzt kräftigen Pleochroismus zwischen braun und saftig grün. Unter den Einsprenglingen nimmt

der Sodalith das grösste Interesse für sich in Anspruch. Auf das Vorhandensein von Sodalith in Phonolithen des böhmischen Mittelgebirges wies zuerst der hohe Chlorgehalt (0·54%) des Phonolithes von Nestomitz unterhalb Aussig hin, welchen Jenzsch[1]) bei der Analyse dieses Gesteins fand. Jenzsch war geneigt, diesen Chlorgehalt dem Nephelin zuzuschreiben. Bořický[2]) hingegen sprach die Ansicht aus, dass diese Thatsache auf die Gegenwart eines sodalithähnlichen Minerales hinzuweisen scheine. Ein sicherer Nachweis des Sodalithes in Phonolithen des Gebietes war erst bei unserem Gestein zu erbringen. Der Sodalith findet sich allda, wie schon hervorgehoben, in Form von grösseren ausgeschiedenen Krystallen, die dem Rhombendodekaëder zugehören, und abgerundeten Körnern; ferner bildet er einen kleinkörnigen Gemengtheil der Grundmasse und Einschlüsse in den grossen Feldspathen. Seine Substanz erscheint selten farblos und wasserhell, häufiger getrübt durch kleine runde schwarze Körnchen, sowie durch Kalkspathschüppchen. Die Bestimmung als Sodalith gründet sich auf folgende Beobachtungen: die Durchschnittsformen der Krystalle verweisen auf das reguläre System; in sämmtlichen, sowohl sechs-, als auch viereckig begrenzten Schnitten tritt die einfache Lichtbrechung der Substanz hervor; die chemische Untersuchung lässt nur den Schluss auf Sodalith zu. Durch Glühen im Schwefeldampfe tritt keine Blaufärbung ein. Bei Behandlung mit Salzsäure gelatinirt die Substanz sehr rasch. Von Schwefelsäure konnten im Gestein nur Spuren gefunden werden. Eine Analyse des Gesteins ergab den Chlorgehalt von 0·14%. Daraus könnte unter der Voraussetzung, dass der Sodalith durchschnittlich 5·6% Chlor[3]) enthält, auf die Anwesenheit einer Menge von 2·4% Sodalith im Gestein geschlossen werden. Bei dieser Rechnung ist auf den ganz minimalen Chlorgehalt, welcher dem vorhandenen Apatit zufällt, keine Rücksicht genommen. In Wirklichkeit muss trotzdem ein höherer (als 2·5%) Gesteinsantheil dem Sodalith zugeschrieben werden, da der Sodalith zum grossen Theil bereits der Zersetzung anheimgefallen ist, während an seine Stelle theilweise Calcit ge-

[1]) G. Jenzsch, Beiträge zur Kenntnis einiger Phonolithe d. böhm. Mittelgebirges. Zeitschr. d. d. g. Gesellsch. 1856, VIII, 167.

[2]) Petrograph. Stud. a. d. Phonolithgest. Böhmens, 59.

[3]) Nach den neueren Sodalithanalysen von Bamberger und Feussner in d. Zeitschr. für Krystallographie etc. 1881, V, 580.

treten ist. Deshalb liefert selbstverständlich die Analyse einen geringeren Chlorgehalt, als dies auf Grund des ursprünglichen Sodalithreichthums der Fall sein sollte. Wegen der erfolgten theilweisen Zersetzung des Sodaliths, besonders wegen seiner Kalkführung, konnte auch von der geplanten Isolirung des Sodaliths aus dem Gestein nicht erwartet werden, dass dieselbe für die Sodalithnatur weiterhin beweiskräftige Ergebnisse liefere.

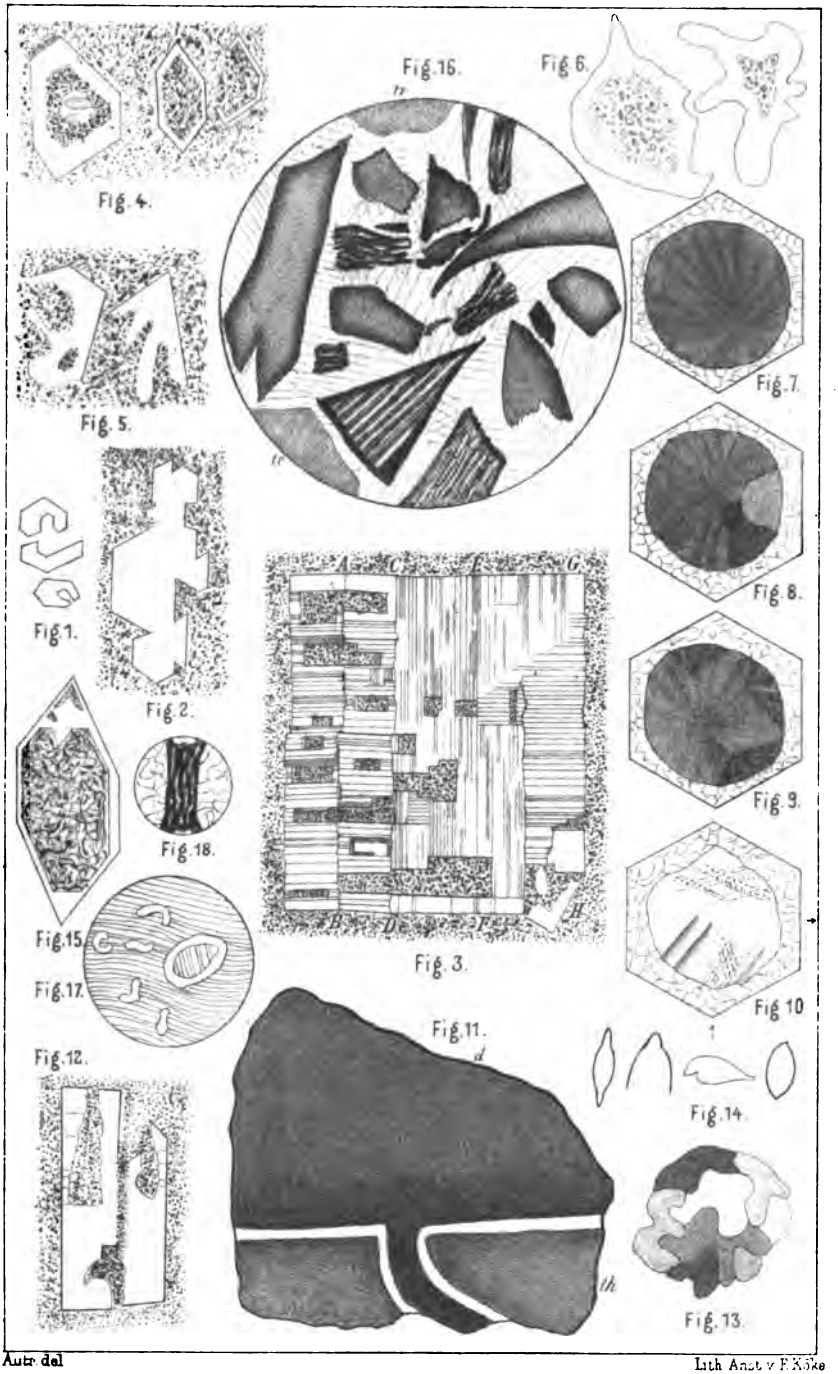
Dem Sodalith kommt allem Anscheine nach eine grössere Verbreitung in den nephelinartigen Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges zu, als man heute annehmen muss. Bis jetzt sind ausser dem bestimmt erkannten Auftreten im porphyrischen Phonolith zwischen Pömmerle und Rongstock und dem wahrscheinlichen Vorhandensein im Phonolith von Nestomitz, sowie in dem früher beschriebenen von der Günthermühle nächst Wital aus diesem Gebiete keine weiteren sodalithführenden Nephelingesteine bekannt geworden. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass A. Stelzner[1]) im Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad (Westböhmen) Sodalith nachgewiesen hat. Eine systematische Bearbeitung des böhmischen Mittelgebirges verspricht auch in dieser Beziehung interessante Resultate zu liefern.

Bei vorstehenden Untersuchungen, welche im mineralogischen Institute der Universität Leipzig ausgeführt wurden, bin ich seitens des Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. F. Zirkel in der freundlichsten Weise durch Rath und That unterstützt worden. Ich erfülle eine angenehme Pflicht, diesem hochverehrten Herrn auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Leipzig, Mineralogisches Universitäts-Institut, Juli 1887.

[1]) A. Stelzner, Ueber Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1885, Bd. 35, 277.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



Autr. del. Lith. Anst. v. F. Köke

Tschermak: Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen Bd. IX. Heft II u. III

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts Buchhändler

XIV. Beitrag zur Petrographie der Anden von Peru und Bolivia.

Von **Fritz Rudolph.**

(Mit 11 Abbildungen im Texte.)

Auf seiner Reise durch das Hochland von Bolivia und Peru im Jahre 1876 hat Herr Dr. Alphons Stübel eine reichhaltige Suite der Gesteine gesammelt, welche die Cordillere zusammensetzen. Dank der Vermittelung des Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. Zirkel vertraute Herr Dr. Stübel mir einen grossen Theil dieses Materiales zur petrographischen Untersuchung an. Hierfür, sowie für mehrfache Mittheilungen, die er mir auf meine Anfragen gütigst ertheilte, bin ich Herrn Dr. Stübel zu grösstem Danke verpflichtet.

Dem Berichte über das Resultat der Untersuchung genannter Gesteine seien einige topographische und geognostische Notizen vorausgeschickt.

Nördlich, von ungefähr 35° südlicher Breite an besitzen die Cordilleras de los Andes die charakteristische Eigenheit, dass sie sich zu wiederholten Malen bald in zwei oder drei grosse Parallelketten spalten, bald wieder in gewaltigen Gebirgsknoten vereinigen. Zwischen den Parallelketten dehnen sich weite Hochebenen oder Plateaus aus. Zu diesen gehört auch das Hochland, welches den Lago Titicaca und den mit ihm durch den Rio Desaguadero

verbundenen Lago Pampa Aullagas enthält. [1]) Dieses Hochland besitzt neben seiner grossen Längserstreckung von Nordnordwest nach Südsüdost eine bedeutende Ausdehnung nach der Breite, die zusammen mit den breiten Basen der beiden einschliessenden Cordillerenzüge die gerade hier sich findende grösste ostwestliche Entwickelung des ganzen Andengebirges bewirkt. Hierzu gesellt sich die nicht minder gewaltige Entwickelung nach der Höhe: während die vielfach verzweigten, aus alten krystallinischen Gesteinen aufgebauten Höhenzüge in den Bergen Illampu 6550 Meter, Illimani 6410 Meter und Huaina Potosí 6148 Meter gipfeln [2]), erheben sich aus dem Niveau der ausgedehnten Plateaus Vulkanberge in grosser Zahl, von denen einige jenen an Höhe gleichkommen oder sie gar noch übertreffen.

Ueber die geognostischen Verhältnisse des vorerwähnten Plateaus, seiner Gebirgszüge und Vulkanberge geben Stelzner [3]) und von Humboldt [4]) einzelne Notizen. Ausführlicher spricht sich Forbes [5]) über den Gesammtbau der Cordillere aus; seine Ansichten sind der nachfolgenden Skizzirung zu Grunde gelegt.

In grossartiger Entwickelung tritt die silurische Formation zu Tage. Aus ihr bauen sich die ganze Ost-Cordillere und damit die höchsten Berge Süd-Amerikas auf. Thonschiefer, Glimmerschiefer, und Grauwacken, ausgezeichnet durch Metallführung, sind die Vertreter. Durch sie charakterisirt sich die Entwickelung als Unter-Silur. Nach Versteinerungen zu schliessen, scheint aber auch Ober-Silur vertreten zu sein. Bei einem der Längserstreckung der Ost-Cordillere parallelen Streichen von ungefähr Nordwest-Südost ist am Westabhang ein Einfallen zu beobachten, das eine Steilheit

[1]) Zur Orientirung hierüber dienten die Karten:

La Laguna de Titicaca and the valleys of Yucay, Callao and Desaguadero in Peru and Bolivia by J. B. Pentland, Esq. 1868.

Süd-Amerika von A. Petermann. Stieler's Hand-Atlas Nr. 91. 1881.

Mapa Topografico de la Altaplanicie central de Bolivia por Hugo Reck. 1860/61.

[2]) Nach Angaben der Petermann'schen Karte. Die Daten der übrigen angegebenen Quellen weichen theilweise hiervon ab.

[3]) A. Stelzner. Argentina. I.

[4]) A. v. Humboldt. Kosmos. IV. und Kleinere Schriften. I.

[5]) David Forbes. On the Geology of Bolivia and Southern Peru. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. 1860. Vol. 16. I. pag. 7—62.

bis zu 50° erreicht. Am Ostabhang zeigen sich einige Durchbrüche von Granit, ausgezeichnet durch Goldführung.

An wenigen Orten, z. B. bei Oruro, scheint das Devon durch gelbliche, braunrothe und weisse Sandsteine, sowie quarzitähnliche Gesteine vertreten zu sein. Da fast keine Fossilien vorliegen, so ist Zurechnung zum Devon unsicher und Forbes neigt zu einer Zurechnung zu Ober-Silur.

Das Carbon tritt auf als kleine längliche bassinartige Ablagerungen im Westen der Ost-Cordillere, deren Längsaxen mehr oder weniger eine nordwest-südöstliche Richtung erkennen lassen. Die in den Lago Titicaca hineinragende Halbinsel von Copacabana und einzelne Inseln in demselben sind carbonische Bildungen. Wenn auch wenig ausgedehnt, so zeichnet sich diese Bildung doch aus durch reiche Fossilführung. Die Gesteinsrepräsentanten sind: weisse, gelbe und rothe Sandsteine, weisse, gelbe und blaue Kalksteine, rothe Sandsteinconglomerate. Einzelne kleinere Vorkommnisse in den Provinzen von Arque und Oruro liegen ungefähr in südöstlicher Verlängerung der genannten Längsaxen und sind in dem Zwischengebiet vielleicht nur durch die diluvialen Ablagerungen überdeckt.

Permische und triadische Schichten, schwer von einander zu trennen, finden sich südlich vom Titicacasee bis fast durch die ganze Republik Bolivia. Das Plateau zwischen beiden Cordillerenzügen einnehmend, besitzen sie scheinbar eine grosse Mächtigkeit. Doch dies ist Täuschung, denn in Folge vielfacher Fältelung bei nordsüdlichem Streichen sind es immer wieder dieselben Schichten, welche zu Tage treten. Durch Porphyre des Oberen Jura wurden sie nachträglich emporgehoben, während postjurassische Diorite und die noch jüngeren eigentlichen sogenannten vulkanischen Gesteine sie durchbrochen haben. Die Gesteinsvertreter sind: bunte, zum Theil Steinsalz und Gyps führende Mergel, Gypslager, rothe Sandsteine, graue und rothe Conglomerate. Charakteristisch sind die rothen Kupfer führenden Sandsteine, welche die Veranlassung zur Anlegung der bekannten Kupferminen von Corocoro gegeben haben.

Durch eruptive Porphyre, Porphyrtuffe, porphyrische Conglomerate neben Thonen und Kalksteinen ist die Obere Juraformation vertreten. Mit Ausnahme einiger unten zu nennender postjurassischer Ablagerungen, sowie des Diluviums nordwärts von

Arica und mehrerer Ueberdeckungen durch jungeruptives Material, steht sie an am ganzen Westabhang der West-Cordillere bis an die Gestade des Pacifischen Oceans. Das Streichen der Schichten ist parallel dem Kamme der West-Cordillere, also Nordnordwest-Südsüdost. Zunächst am Fusse 30—50° nach West einfallend, bilden die Schichten in grösserer Höhe eine Antiklinale, wodurch sie ein Einfallen nach Ost erhalten, das ihnen bis zur Höhe des Passes von Huaylillos verbleibt. Weiterhin erstrecken sie sich auch auf die Ostseite dieser Cordillere, wiederum nach West einfallend, später durchbrochen von Seitenspalten, denen jüngere Eruptivmassen entquollen. Die porphyrischen Conglomerate besitzen hier eine purpurrothe Färbung. Noch weiter nach Ost endigen die oberjurassischen Ablagerungen da, wo die schon genannten permisch-triadischen Schichten anstehen; zu ihnen gehörige Porphyre durchbrechen aber schliesslich noch bei Oruro das Silur am Westabhang der Ost-Cordillere. Hier sind sie zinnhaltig. Gleiche Durchbrüche durch das Silur finden sich in nordwestlicher und südöstlicher Richtung hiervon: zwischen Illampu und Lago Titicaca und bei Potosi.

Die postjurassischen Eruptivgebilde, dioritische Gesteine, sind durch zwei von Nord nach Süd streichende und mehrfach unterbrochene Züge vertreten auf den Westseiten der äusseren und der inneren Cordillere. Beide Züge tauchen in der Fortsetzung in den südlichsten Theilen Bolivias, in der Wüste Atacama, wieder auf. Ihre Einreihung als postjurassische Massen geschieht auf Grund der Thatsache, dass alle Schichten von höherem als cretacischem Alter von ihnen durchbrochen sind. Der östliche Zug, bei Corocoro, hat durch sein Empordringen in den Nachbargesteinen Spalten erzeugt, die zu reichen Metalladern geworden sind, und denen Bolivia und Peru ihre mineralischen Reichthümer verdanken: neben den oben schon genannten Kupferminen zeigt sich Führung von gediegenem Gold, Silber, Antimon, Wismuth, Arsen, von Sulfiden und Oxyden dieser und anderer Metalle, sowie von Chloriden, Bromiden und Jodiden des Silbers.

Seit den frühesten Zeiten des Tertiärs bis auf den heutigen Tag haben auf den vorhandenen abgelagerten Formationen vulkanische Ergüsse, theilweise im Verein mit diluvialen Ablagerungen, stattgefunden. Dabei sind im wesentlichen der allgemeine Charakter des Materiales und die begleitenden Umstände dieselben geblieben.

Die Ergüsse fanden theils an der Luft theils unter Wasser statt. Wir sehen compacte Laven mit den zugehörigen Bimssteinen und tuffartige Schichten zwischen andere Schichten von offenbar sedimentärem Ursprunge eingeschaltet. Finden sie sich auch beschränkt auf die West-Cordillere, so haben sie doch auf diese durch ihre grossartige Masse eine stark umgestaltende Wirkung ausgeübt. Forbes[1]) sagt hierüber: „The Sections Nos. 1 and 2 (Pl. II.) are fully sufficient to show how important a part volcanic action has taken in altering the contours of the mountain-ranges here traversed: probably in no part of the world do we find volcanic phenomena more energetically developed or affecting so great a territorial area". Die weissen „trachytic rocks", bei einem ost-westlichen Streichen unter 15° nach Süd einfallend, ziehen sich oft meilenweit in der West-Cordillere als lichte Bänder hin und bedecken gleichsam die dunklen jurassischen Schichten oder die rothen Sandsteine mit weissen Hauben oder lagern sich wohl auch zwischen dieselben. Bei Hachecache am Lago Titicaca brechen die Eruptivgesteine durch das Devon, zugleich den am meisten landeinwärts gelegenen Punkt vulkanischer Ausbrüche repräsentirend. Es ist noch zu erwähnen, dass bei den Vulkanen der West-Cordillere die Laven nicht centralen Kratern entstammten, sondern den zahlreichen Seitenspalten entquollen sind, deren vorhin bei der Oberen Juraformation gedacht wurde. Für die pacifische Seite von Süd-Amerika scheint dies charakteristisch zu sein.

Durch diluviale Ablagerungen sind endlich die Unebenheiten des grossen Plateaus zwischen beiden Cordilleren ausgeglichen worden Es sind dabei drei Abtheilungen nicht zu verkennen, die sich gut von einander abheben. Sie können als westliche, mittlere und östliche Diluvialablagerungen unterschieden werden. In der westlichen Partie lieferten der dort anstehende Obere Jura nebst weissen vulkanischen Trümmergesteinen das Material; in der mittleren lassen die von ersterer sie deutlich abhebende rothe Farbe und die sandige Natur der Ablagerungen sofort ihre Herkunft von permischen und triadischen Sandsteinen und Mergeln erkennen; einzelne Stellen sind auch hier von vulkanischem Schutt bedeckt: da wo Sandsteinhügel von jüngeren Eruptivgesteinen durchbrochen wurden. Der östliche Theil, nach Ost an die silurischen Felsen der steilen inneren

[1]) l. c. pag. 23.

Cordillere angrenzend, verdankt deren Trümmern seinen Ursprung; Grauwacken, Thonschiefer und verhärtete Sandsteine neben Thonen, Mergeln und Kiesen geben das Gepräge. Diese Schichten sind fast horizontal und fallen nur schwach nach Süd ein. An dem ausgezeichneten Aufschluss, welchen die Schlucht von La Paz bietet, ist eine 2000—2500 engl. Fuss betragende Mächtigkeit zu beobachten und etwa 300 engl. Fuss unter der Oberfläche erkennt man eine 20—30 engl. Fuss dicke Schicht von vulkanischem Tuff, als weisses Band die ganze Schlucht umsäumend — ein schöner Beweis für das gleiche Alter beider Gebilde. In der Gegend des Lago Titicaca scheint die Mächtigkeit der Ablagerung etwas abzunehmen. — Wie schon der silurische Ursprung erwarten lässt, ist diese Formation überall sehr goldhaltig. Sie ist seit und wahrscheinlich auch schon vor der Zeit der Incas reichlich nach dieser Hinsicht durchspäht worden. Die grossen Ausbeuten an diesem Metall, die zur Zeit der spanischen Besitzergreifung gemacht wurden, stammen meist, vielleicht einzig, aus diesen diluvialen Ablagerungen. Am Rio Chuquiaguillo, nahe bei La Paz, finden sich noch heute Goldwäschen.

Nur erwähnt seien noch die Salzablagerungen, die sich an einigen Stellen des Plateaus finden, deren Hauptvorkommen aber an die regenlosen Abhänge nach dem Pacifischen Ocean hinab zwischen 19° und 23° südlicher Breite gebunden ist. —

Das hier zur Untersuchung vorliegende Material — über 200 Handstücke umfassend — beschränkt sich auf Gesteinsarten der Reiseroute von Tacna nach Oruro: es gehört somit der West-Cordillere an, und zwar Vulkanbergen, welchen das Hochplateau südlich vom Titicaca-See zur Basis dient. Die hervorragendsten derselben sind: der Chipicani [1]) 5658 Meter, der Sajama 6583 Meter, der Anallajche

[1]) Richtiger Chupicani, von dem Aymará-Worte „chupica" = roth. Rother Gesteinsschutt, welcher hier und da die Abhänge bedeckt, könnte wenigstens diese Bezeichnung rechtfertigen. Aymará-Indianer nennen den Berg zuweilen auch Chupiquini. Durch einen 5092 Meter hohen Sattel steht er mit dem ihm ähnlich geformten Cerro Quenuata in Verbindung. In Tacna pflegt man beide Berge fälschlich mit dem Namen Tacora zu bezeichnen und daher ist derselbe in die meisten Reisebeschreibungen übergegangen. Ortskundige Indianer bezeichnen mit dem Namen Tacora nur den Hügel, an dessen Fusse die verlassenen Hütten der kleinen Ortschaft Tacora gelegen sind. Seinen Gipfel krönt ein Pucará; so werden concentrische Walle genannt, welche aus Steinblöcken aufgeschichtet sind. (Nach Angaben des Herrn Dr. Stübel, dessen eigenen Messungen auch die obigen Zahlen entsprechen.)

circa 5600 Meter und die Zwillingsberge Pachachata [1]), von denen der östlichere die Höhe von 6272 Metern, der westlichere die von 6371 Metern erreicht. Eine topographisch untergeordnetere Bedeutung kommt den nahe bei Oruro gelegenen Cerros de Sillota und Quimsa chata zu. Für andere der Gesteinsproben lässt sich mit Sicherheit das Eruptionscentrum, welchem sie angehören, nicht namhaft machen; sie wurden verschiedenen Localitäten entnommen, deren Lage sich jedoch annähernd aus dem von Prof. Kunze in Tharandt veröffentlichten Itinerar des Herrn Dr. Stübel ergibt. [2])

In geologischer Hinsicht gehören die hier behandelten Gesteine sämmtlich zu den jüngeren Eruptivgesteinen. Ihre Beschreibung findet in folgender Reihenfolge statt:

Pyroxen-Andesite:

Hornblendefreie
Hornblendeführende } Varietäten.

Pyroxen-Hornblende-Andesite:

Biotitfreie
Biotitführende } Varietäten.

Hornblende-Andesite:

Quarzfreie
Quarzführende } Varietäten.

Ob eine Ausbildung als Laven oder als Tuffe statt hatte, wird zwar Erwähnung finden, konnte aber nicht als Hauptgesichtspunkt für die Eintheilung benutzt werden. Biotitführende Andesite wurden nach ihrem gleichzeitigen relativen Gehalt an Pyroxen oder Hornblende auf die zweite und dritte Gruppe vertheilt, da der Biotit nur mehr oder weniger vollkommen die Hornblende vertritt.

Von neueren Untersuchungen ähnlicher Gesteine in benachbarten Gegenden finden sich in der Literatur die folgenden:

Columbien:

C. Hoepfner: Ueber das Gestein des Monte Tajumbina in Peru. N. Jahrb. f. Min. 1881, II, 169.

R. Küch: Petrogr. Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. (Pasto, Cumbal, Loma de Ales, Azufral von Tuquerres.) N. Jahrb. f. Min. 1886, I, 35.

J. Žujović: Les roches des Cordillères. Paris 1884. — N. Jahrb. f. Min. 1885, I, 38.

[1]) Meist nur Pachata genannt; in der Quichua-Sprache „Zwillinge" bedeutend.

[2]) Kunze: Beiträge zur barometrischen Hypsometrie von Süd-Amerika. Petermann's Geogr. Mittheilungen. 33. Bd., 1887, II, pag. 51.

Ecuador:

J. G. Bonney: Notes on the microscopic structure of some Rocks from the Ande, of Ecuador. (Pichincha, Antisana, Cotopaxi and Chimborazo, Carihuairazos Cayambe and Corazon, Altar, Illiniza, Sincholagua, Cotocachi, Sara-urcu.) Proceedings of the Royal Soc. 229, 231—234. (1884.)

C. W. Gümbel: Nachträge zu den Mittheilungen über die Wassersteine (Enhydros) von Uruguay und über einige süd- und mittelamerikanische sog. Andesite. (Chimborazo etc.). Sitz.-Ber. d. math. phys. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss. zu München. 1881, 3. 321.

J. Roth: Ueber die Obsidian- und Perlitströme des Guamani in Ecuador. Monatsb. d. k. Ak. d. Wiss. zu Berlin. 1874, 378.

J. v. Siemiradzki: Hypersthen-Andesit aus West-Ecuador. N. Jahrb. f. Min. 1885, I, 155 und IV. Beil. Bl. 1, 214.

Peru:

F. H. Hatch: Ueber die Gesteine der Vulkan-Gruppe von Arequipa. Tschermak, M. M. 1886. N. F., VII, 4, 308.

Argentinien:

H. Francke: Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

A. Stelzner: Argentina I.

Chile:

J. Roth: Ueber die von Güssfeldt in Chile gesammelten Gesteine. Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. Wiss. zu Berlin 1885, XXVIII, 563.

H. Ziegenspeck: Ueber das Gestein des Vulkans Yate, südl. von der Roca de Reloncavi, Süd-Chile. Jena 1883.

Pyroxen-Andesite.

Das Gebiet der hornblendefreien Pyroxen-Andesite, d. h. derer, die keine oder wenigstens fast keine Hornblende erkennen lassen, ist sehr eingeschränkt. Nur Gesteinen des Cerro Chipicani und seiner Nachbarlocalitäten: des Tambo de Ancara, des Passes von Guailillas und der Sammelstellen am Rio Azufre, sowie den körnig-glasigen perlitartigen Gesteinen, die als lose Blöcke bei dem Dorfe Tomarape (Pomarape), also westlich vom Sajama, angetroffen wurden, kann diese Bezeichnung zuertheilt werden.

Sie gewähren insofern einen zweifach verschiedenen Anblick, als sie theils als schaumiges, bimssteinartiges, theils als compactes, festes Gestein auftreten. Die Vertreter der ersten Art wurden sämmtlich in Form von losen Blöcken an den Abhängen des Chipicani und bei dem benachbarten Tambo de Ancara verstreut angetroffen, während die der zweiten Art sich fast durchgehends anstehend

fanden: theils als steil geneigte Bänke nahe dem Gipfel des Chipicani, theils an tiefer gelegenen Punkten des gleichen Berges aufgeschlossen waren und auch auf dem Pass vom Guaililas vorhanden sind. —

Die compacten festen Gesteine dieser Gruppe zeigen makroskopisch im Handstück in einer dicht erscheinenden Grundmasse von theils dunkler, theils hellröthlichgrauer Farbe porphyrische Ausscheidungen von Feldspath und Pyroxen. Die Feldspathe besitzen etwa 0·5 Millimeter bis ausnahmsweise 1·5 Millimeter Länge und zeichnen sich hier und da durch weisse Färbung aus, die Folge einer Verwitterung derselben. Als schwarzgrüne glänzende Krystallflächen von ähnlicher Grösse documentiren sich die Pyroxene in mehreren der Handstücke, während sie in anderen nicht ohne weiteres als solche erkannt werden. Hat man jedoch Schliffe derselben gesehen, so erkennt man, dass die in diesen Handstücken auftretenden braunen Flecke die Stellen des Pyroxenes sind, denen durch Eisenhydroxyd diese Färbung zu Theil wurde. Die bimssteinartigen Varietäten bieten nur selten dem unbewaffneten Auge den Anblick eines ihrer Gemengtheile dar in wenigen Feldspathen und Pyroxenen. — Auf einer der Etiketten findet sich die Bezeichnung „Scherbenlava". Das zugehörige Gestein charakterisirt sich durch Absonderung in Platten von 0·5—1 Centimeter Dicke. Bei einem der Bimssteine ist das schwarze Handstück, wie die Lupe zeigt, mit unzähligen winzigen, wasserhellen Hyalitkügelchen wie mit Thautröpfchen übergossen. Da dieselben sehr locker dem Gestein aufliegen, so ist es nicht gelungen, sie im Dünnschliff zu erhalten.

Eine Erscheinung, die sich schon hier zeigt und bei vielen hornblendeführenden Andesiten in noch auffallenderer Weise wiederkehrt, wird später ihre Besprechung finden. Es ist die durch v. Fritsch und Reiss bei einem Vorkommnis von Tenerife als Eutaxit bezeichnete flammen-, schlieren-, wolken- oder breccienartige zwiefache Zeichnung und Färbung der Handstücke, wie sie auch in ähnlicher Weise von dem Piperno der flegreïschen Felder bei Neapel schon durch L. v. Buch bekannt geworden ist. —

Unter dem Mikroskope erweist sich die Grundmasse entweder halbkrystallin oder glasig. Jene findet sich bei den compacten festen Laven, diese bei den Bimssteinen. Im ersten Falle bilden Leistchen von Feldspath, Nädelchen und Körnchen von Pyroxen,

Körnchen von Magnetit, hie und da dünne, schwarze Nädelchen, die vielleicht ebenfalls Magneteisen sind, allesammt eingebettet in ein farbloses Glas, die Componenten der Grundmasse. Ausserdem ist meist Tridymit in zahlreichen, aber sehr kleinen Nesterchen beigemengt, so dass das Auge selbst bei starker Vergrösserung ihn oft erst nach längerem Anschauen des Präparates erblicken lernt. Der glasige Bestandtheil überwiegt in den poröseren Handstücken, welche in dieser Beziehung zu den Bimssteinen überleiten. Bei diesen sind in dem eigentlichen Glas mehr oder weniger kreisförmig verlaufende Sprünge in so reicher Menge zu erkennen, dass der Eindruck erweckt wird, es sei dasselbe ganz durch Nebeneinanderlagerung farbloser Kügelchen oder rundlicher Körnchen von durchschnittlich 0·033 Millimeter Durchmesser aufgebaut worden. Die den Kügelchen des Perlites eigenen zwiebelschalartigen, concentrisch einander umgebenden Sprünge fehlen hier. Irgendwelche Entglasungen durch Mikrolithenschwärme wurden nicht beobachtet.

Feldspathe, Pyroxene, Magneteisen und in einigen Schliffen Olivine, finden sich als porphyrische Ausscheidungen der Pyroxen-Andesite.

Von diesen treten die Feldspathe theils in leistenförmigen, theils in breittafelförmigen Durchschnitten auf, die im Mittel eine Länge von 0·25 Millimeter besitzen und — vorzüglich bei den Bimssteinen — local unter einander Parallelismus ihrer Längsaxen zeigen. Die vorwiegenden Plagioklase sind meist an gut sichtbarer Zwillingsstreifung kenntlich. Aus der geringen Auslöschungsschiefe von circa 3° auf basischen Schnitten — nach Schuster im negativen Sinne — kann auf ein dem Andesin nahestehendes Mischungsverhältnis von Albit- und Anorthitsubstanz geschlossen werden. Die zonar aufgebauten Individuen weisen zwar eine Verschiedenheit in den Auslöschungsschiefen ihrer Zonen auf, doch waren genaue Winkelmessungen nicht ausführbar. Immerhin lässt sich aber so viel sagen, dass der saure Charakter der an der Zonenbildung sich betheiligenden Feldspathsubstanz nach aussen zunimmt. Hoepfner[1]) kommt zu demselben Resultat bei dem Gestein des in Columbien liegenden Monte Tajumbina und einigen anderen daraufhin geprüften Gesteinen. Für die untergeordnet vorkommenden Sanidine erscheint

[1]) l. c. pag. 184.

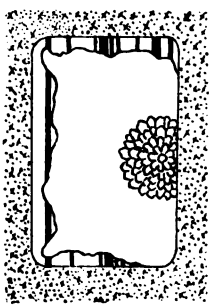
auffallende Rissigkeit als ein besseres Kennzeichen als gerade Auslöschung und Fehlen der Zwillingsstreifung.

Die Feldspathe sind theils frei von Einschlüssen, theils damit geradezu überladen. Vielfach zeigt es sich, dass die Feldspathe in den letzten Stadien ihres Wachsthums gerade eine ausserordentliche Menge hyaliner Partikel in sich eingeschlossen haben, deren Vereinigung wie ein dunkler Rahmen in den Feldspathschnitten liegt. Immer aber kam gerade vor dem Aufhören des Wachsthums noch einmal ganz klare reine Substanz zum Absatz, welche das Individuum nun äusserlich abschliesst. Einschlüsse der Grundmasse mit allen Ausscheidungen derselben und ferner blassgrüner Nädelchen von Pyroxen werden gleichfalls angetroffen, während Interpositionen von Magneteisen fast ganz und von Hornblende und Biotit vollständig fehlen.

Die der Verwitterung verfallenen Feldspathe sind bei Herstellung der Schliffe nicht erhalten geblieben. An ihrer Stelle finden sich Löcher, die aber meist durch einen schmalen Rand noch geretteter Feldspathsubstanz ganz oder theilweise eingefasst werden, oft breit genug, um die letzten Reste von Zwillingslamellen bei gekreuzten Nicols erkennen zu lassen. Es waren also Plagioklase. Da das Innere derselben umgewandelt wurde, während aussen noch frische Substanz sich erhielt, so kann geschlossen werden, dass im Innern der Krystalle ein dem leicht zersetzbaren Anorthit näher stehendes Mischungsverhältnis der Substanz obwaltete, als aussen. Dies entspricht dem Resultat, welches früher aus den verschiedenen Auslöschungsschiefen der Zonen deducirt worden ist.

Bei dem Zersetzungsprocess wurde SiO_2 frei. Ein Theil derselben bildete in amorpher Form die Wandauskleidung zahlreicher Poren, während ein anderer Theil als Tridymit auskrystallisirte. Letzterer findet sich nicht nur in den gewöhnlichen Nestern mit dachziegelartiger Gruppirung der Individuen, sondern diese Nester prominiren meist in durch Verschwinden der Feldspathe entstandene Löcher und lassen neben der dachziegelartigen eine um ein Centrum radiale Anordnung erkennen (Fig. 1). Bei gekreuzten Nicols sieht man manchmal einige Radien bei Drehung

Fig. 1.



des Objecttisches hell hervorschimmern. Sollte vielleicht diese radiale Anordnung durch versteckte Zeolithaggregate, gleichfalls Zersetzungsproducte der Feldspathe, dem Tridymit aufgezwungen worden sein? Oder sollte dieser Tridymit ein secundäres Umwandlungsproduct der an sich schon ein solches repräsentirenden Zeolithaggregate sein?

Die Plagioklase einiger Handstücke lassen im Innern und auf Spaltrissen eine Zersetzung in Körnchen von Epidot erkennen, die durch glänzend frische gelbe Farbe und bei gekreuzten Nicols durch lebhafte Polarisationsfarben charakterisirt sind. Auch in der Grundmasse dieser Gesteine kommen secundär kleine Epidotkörnchen vor, vermutlich entstanden durch Zersetzung der Feldspathmikrolithen. Wegen der gelblichen Farbe und des lebhaften Glanzes könnten sie leicht für Titanitkörnchen gehalten werden, um so mehr als sie an schwarze Erzkörnchen gruppirt vorkommen, die dann eventuell Titaneisen sein würden. Indes zeigen sie so lebhafte Polarisationsfarben, wie sie dem Titanit nicht eigen zu sein pflegen.

Unter den Pyroxenen walten in den meisten Pyroxen-Andesiten solche rhombischen Charakters vor. Um deren rhombische Natur zweifellos sicher zu stellen, wurde an isolirten und in Perlen von Canadabalsam eingebetteten Individuen derselben die Auslöschungsrichtung studirt. Dieselbe erwies sich bei allen möglichen Lagen der Krystalle — insbesondere also auch bei allen möglichen Schnitten aus der Zone der Verticalaxe — als eine gerade. Die geringe Grösse der Säulchen, die stets unter 0·4 Millimeter bleibt, gestattete exact nur die Erkenntnis der brachypinacoidalen Lage der Ebene der optischen Axen im convergenten polarisirten Lichte, nicht aber mit genügender Deutlichkeit auch das, dass — wie bei den meisten rhombischen Pyroxenen — $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$. Da ein starker Pleochroismus — unter Annahme der angegebenen Lage der optischen Elasticitätsaxen für $\mathfrak{a}$ = bräunlichroth, $\mathfrak{b}$ = hellsepiabraun, $\mathfrak{c}$ = graulichgrün — beobachtet wird, so ist auf Hypersthen zu schliessen. Für mit Thoulet'scher Lösung isolirtes, durch *HF* und *HCl* von Glas- und Magneteiseneinschlüssen und durch Auslesen unter 30facher Vergrösserung von monoklinen Augiten möglichst vollkommen befreites Material desselben ergab sich folgende Zusammensetzung:

SiO_2	51·59	Procent
Al_2O_3	2·85	„
Fe_2O_3	2·47	„
FeO	13·43	„
MnO	Spur	
CaO	8·58	„
MgO	20·26	„
	99·18	Procent.

Dieser Kalkgehalt von 8·58 Procent des isolirten Pyroxenes ist allerdings weitaus höher, als er reinem Hypersthen zukommt. Bei manchen früheren Analysen isolirten Materials ist in der That viel weniger CaO gefunden worden; so z. B. erhielten:

Cross, Buffalo Peaks, Colorado, in 3 Proben 2·87, 3·81, 6·69 Proc.
Merian, Vulkan Singalang, Sumatra . . . . . 1·90 „
Hague & Iddings, Mount Shasta . . . . . 1·88 „

Andererseits aber zeigt das Verhältnis von CaO, MgO und FeO, dass hier keineswegs ein monokliner Augit vorliegen kann, dass Hypersthen sich an dem Analysenmaterial betheiligt haben muss. — Der Kalkgehalt, welcher den des eigentlichen Hypersthens übertrifft, ist offenbar auf eine Beimengung von nicht völlig abgetrenntem Augit zu schieben. Auf variable Anwesenheit des letzteren in dem vorwiegend aus Hypersthen bestehenden Material weist auch der wechselnde CaO-Gehalt in den von Cross untersuchten 3 Proben hin. Fouqué erhielt bei seinem „mit wenig Augit verunreinigten" Hypersthen von Santorin sogar 10·5 Procent CaO. — Die Hypersthennatur bestätigt auch der gefundene hohe Eisengehalt, der häufig, besonders in angegriffenen oder zersetzten Gesteinen in einer beginnenden Braun- oder Rothfärbung der Hypersthene sich unter dem Mikroskop kund thut.

Auf basischen Hypersthenschnitten wird neben einer schwach angedeuteten Spaltbarkeit nach ∞P eine solche nach $\infty \breve{P}\infty$ lange nicht in der Vollkommenheit sichtbar, wie sie für das frei ausgebildete Mineral charakteristisch ist. Diese Eigenheit des gesteinsbildenden Hypersthens ist auch von anderen betont worden; nur von Hague & Iddings zwischen Sierra Nevada und Wahsatch-Range und von Merian am Vulkan Singalang auf Sumatra wurde brachypinakoidale Spaltbarkeit gefunden. — Auf Längsschnitten wird

häufig eine Absonderung nach der Basis beobachtet, die sogar zu Auseinanderreckung der Säulchen in Glieder führen kann. Dies beobachtete auch Küch bei Vorkommnissen aus den Anden von Colombia. [1])

Wenn man auch einerseits aus häufig auftretender gerader Auslöschung oder merklichem Pleochroismus an und für sich nicht wird auf Hypersthen schliessen dürfen, so erlangt man doch andrerseits nach längerer Uebung eine ziemliche Sicherheit in der Unterscheidung rhombischer und monokliner Pyroxendurchschnitte in Dünnschliffen. Monokline Individuen pflegen bekanntlich viel lebhaftere Polarisationsfarben aufzuweisen als rhombische, die meist grau, selten höchstens gelb erscheinen — natürlich eine gehörige Dünne der Schnitte vorausgesetzt, da die Lebhaftigkeit der Polarisationsfarben mit der Dicke zunimmt. Da monokline Pyroxene stärker lichtbrechend sind als rhombische, so zeigen sie auch im grossen Ganzen dunklere und breitere Umrandungen als diese, bei denen im Gegentheil meist eine scharfe Begrenzungslinie eingestellt werden kann — hierbei kommt es aber darauf an, dass das umgebende Medium, in der Regel die Glasgrundmasse, constanten Brechungsexponenten besitzt. Endlich sei noch bemerkt, dass der monokline Pyroxen meist in der Form mehr oder weniger rundlicher Körner angetroffen wird, während der rhombische fast stets in säulenförmigen Krystallen mit vorwaltenden Pinakoiden, untergeordneten Prismenflächen und domatischer oder pyramidaler Endigung auftritt. Dass aber da, wo auch der Augit Krystallformen zeigt, diese weniger schlanke Säulchen darstellen als beim rhombischen Pyroxen, wie es Küch von den oben genannten Vorkommnissen berichtet, ist mir nicht aufgefallen.

Von den wenigen bereits bei der Besprechung des Feldspathes erwähnten Pyroxennädelchen, welche als Einschlüsse in ersterem vorkommen, zeigen einige schiefe Auslöschung, sind also monoklin. Dass Nädelchen rhombischer Natur vorhanden sind, braucht nicht wegen Fehlens des Pleochroismus verneint zu werden, da so winzige Individuen wohl nie deutlichen Pleochroismus zeigen werden. Die Thatsache, dass manche der Nädelchen eine basische Absonderung und nach dieser eine Auseinanderreckung erkennen lassen, kann vielleicht als Argument für rhombische Natur verwendet werden.

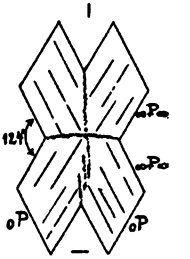
[1]) l. c. pag. 39.

Hält man aber nur diejenigen Nädelchen, die diese Erscheinung aufweisen, für rhombische, so ist die Zahl derselben eine äusserst geringe.

Lamellare Verzwillingung monokliner Augite nach $\infty P\infty$ ist nicht selten und findet sich gelegentlich bis zu dreifacher Repetition.

Ausserdem zeigen zu verschiedenen Malen monokline Augite eine Verzwillingung nach einer Fläche des Hemidomas $-P\infty$. Dies liefert die zuerst von Vrba in einem zersetzten Basalt bei Schönhof unweit Saatz gefundenen Durchkreuzungszwillinge. Ein schematisirtes Bild gibt Fig. 2 von demjenigen der vorgefundenen Durchschnitte, der die besten Contouren aufwies. Der Winkel von 124° wurde gemessen. Controlmessungen an den drei entsprechenden Winkeln waren in Folge weniger guter Contourenausbildung von minderer Güte. Bei Annahme von $-P\infty$ als Zwillingsebene müsste der gemessene Winkel, gebildet von den beiden Orthopinakoiden, 99° betragen. Setzt man voraus, dass der gegebene Schnitt unseres Objectes zu beiden Verticalaxen gleiche Neigung habe, so würde der beobachtete Winkel dann auftreten müssen, wenn diese Schnittfläche mit den beiden Klinopinakoiden sich unter 51° 30′ schneidet. Bei der in der Figur angegebenen Stellung zu den Hauptschnitten der gekreuzten Nicols werden beide Individuen des Zwillings gleichzeitig dunkel. Diese Thatsache rechtfertigt zunächst die Annahme, dass der Schnitt gegen beide Verticalaxen gleich geneigt ist. Da letztere, wenn $-P\infty$ die Zwillingsebene ist, sich unter 81° schneiden müssen, so kommt jedem der beiden Augite eine Auslöschungsschiefe von $40^1/_2{}^\circ$ zu.[1]) Weil aber im vorliegenden Object der Winkel der Verticalaxen nur in der Grösse von 56° erscheint, so erscheint auch der Auslöschungswinkel als ein solcher von nur 28°. Eine einfache Rechnung lehrt aber, dass unter einer Neigung von 51° 30′ der Auslöschungswinkel von $40^1/_2{}^\circ$ als ein solcher von 28° gesehen wird. Der vorliegende Augitzwilling ist also thatsächlich ein solcher nach $-P\infty$ und in jedem der beiden Individuen schneidet sich die optische Elasticitätsaxe c, das ist die spitze Bisectrix, mit der

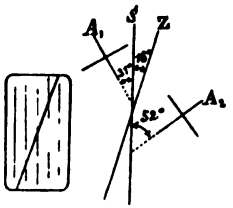
Fig. 2.



[1]) Denn man darf sicher zwei so innig mit einander verbundenen Individuen von sonst gleichen optischen Eigenschaften auch eine gleiche Auslöschungsschiefe zusprechen.

krystallographischen Axe c unter einem Winkel von 40½°. — In einem anderen Falle, in dem das Gestein unter die Pyroxen-Hornblende-Andesite zu rechnen ist, liegt der im Präparat gegebene Schnitt vermuthlich nahezu parallel dem Klinopinakoid, denn der Winkel der beiden Orthopinakoide erscheint in der Grösse von circa 93°, respective 87°.

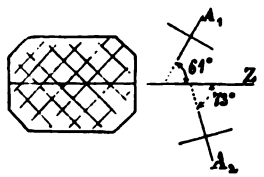
Fig. 3.



A_1, A_2 = Auslöschungs-Richtung.
Z = Zwillingsnaht.
S = Spaltungs-Richtung.

In Fig. 3 soll eine Verzwillingung versinnlicht werden, deren Zwillingsnaht mit der Spaltungsrichtung einen Winkel von 16° bildet, während die linke Hälfte eine gegen die letztere um circa 30° nach links, die rechte um circa 50° nach rechts abweichende Auslöschungsschiefe besitzt. Kotô sagt von vermuthlich ähnlichen Fällen[1]: „In the microscopic sections, the twinning-plane makes an angle of 18—13° with the traces of cleavage in the augite crystals, and consequently this twinning should not be identified with that of the common type. The composition-face of the twins may be perhaps $\infty P2$."

Fig. 4.



A_1, A_2 = Auslöschungs-Richtung.
Z = Zwillingsnaht.

Schliesslich noch wird durch Fig. 4 ein Zwilling zur Darstellung gebracht, welcher auf den ersten Blick zur Annahme geleiten könnte, dass hier trikliner Pyroxen vorliegt. In dem anscheinend senkrecht zur Verticalaxe geführten Durchschnitt löschen die beiden Zwillingshälften nicht, wie zu erwarten steht, senkrecht zur Zwillingsnaht aus, sondern es betragen die Auslöschungsschiefen gegen dieselbe 61 und 73°. Ganz dieselben Erscheinungen haben bekanntlich Cross[2]) einmal veranlasst, das Dasein eines triklinen Pyroxens zu begründen. Da indessen die Bestimmung, ob ein Schnitt genau senkrecht zur Verticalaxe liegt, sehr schwer ist und die Auslöschungsschiefe bei sehr geringen Neigungen rasch sich ändert, so kann das vorliegende Object nicht gegen die monokline Natur des Pyroxens sprechen.

[1]) Bundjiro Kotô, Studies of some Japanese rocks. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. Aug. 1884, pag. 435.

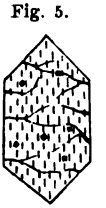
[2]) Whitman Cross, On Hypersthene-Andesite and on triclinic pyroxene in augitic rocks. Bull. of the U. S. geol. survey. 1883, Nr. 1.

Die Einschlüsse der Pyroxene sind: bläschenführende Glaseinschlüsse, Körnchen von Magneteisen und Blättchen von Eisenglanz. Es kann nicht überraschen, dass letztere sich fast nur auf Hypersthen beschränken. Hie und da zeigt der Hypersthen Rothfärbung, die er, nach begonnener Zersetzung, seinem eigenen Eisengehalt verdankt. Dieselbe ist besonders stark auf den der Basis parallelen Querabsonderungen. Die Rothfärbung fällt schon dem blossen Auge auf, wenn die Hypersthene, wie es nicht selten der Fall ist, in Gruppen zusammengelagert sind.

In den Präparaten, in welchen die Zersetzung der Feldspathe unter Bildung von Epidot stattgefunden hat, sind die rhombischen Pyroxene in ein langfaseriges Aggregat von Bastit pseudomorphosirt. Die Längsaxen der Fasern sind parallel der *c*-Axe des ursprünglichen Minerals und zeigen gerade Auslöschung, wenig lebhafte Polarisationsfarben und Pleochroismus zwischen hellbraun und graulichgrün. Dass nicht ein in seinen Längsschnitten faseriger Enstatit vorliegt, folgt aus der geringen Lebhaftigkeit der Polarisationsfarben, der intensiv grünen Farbe bei nicht polarisirtem Lichte und dem Fehlen nicht faseriger, gerade auslöschender Schnitte, wie sie beim Enstatit nach der Basis vorkommen. Von den monoklinen Augiten ist keiner von dem Pseudomorphosirungsprocess ergriffen worden.

Hie und da führen die Handstücke Olivin, doch nur sporadisch und in grösseren Individuen. Kurze Säulen mit domatischer Endigung sind die gewöhnlichen Krystallformen. Zusammengruppirungen mehrerer Individuen kommen vor. An Einschlüssen werden Magnetitkörnchen und sehr zahlreiche Picotitoctaëder nirgends vermisst. Dass die schwarzen Erzkörnchen Magnetit und nicht Titaneisen sind, folgt aus ihrer Löslichkeit in *HCl*. In einem der Olivine finden sich bei starker Vergrösserung sichtbare winzige schwarze Nädelchen, welche alle unter einander und der Längsaxe des Durchschnittes parallel sind. Ihre Natur war nicht sicher bestimmbar (Fig. 5). Der Erhaltungszustand der Olivine ist ein sehr guter: Serpentinisirung hat fast gar nicht Platz gegriffen und nur auf Sprüngen und äusserer Umrandung hat sich manchmal ein faseriges Aggregat gebildet, welches durch Eisenhydroxyd braun gefärbt ist.

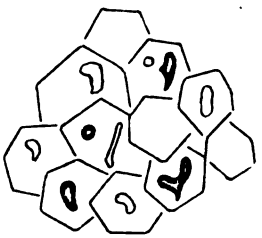
Fig. 5.



Ausser den schon erwähnten Tridymitvorkommnissen in den Hohlräumen ehemaliger Feldspathe finden sich Tridymitnester der

gewöhnlichen Art überall in der Grundmasse eingestreut, wo nur irgend ein Hohlraum auszufüllen war, jedoch nicht bei den Bimssteinen. Manchmal sind die Nester mit einem färbenden Saft imbibirt, wodurch sich die einzelnen Täfelchen sehr deutlich in ihren Umrissen abheben. Einschlüsse im Tridymit sind ziemlich selten. An einer Stelle jedoch finden sich nicht nur solche mit dunkler Umrandung, die auf Flüssigkeits- oder Gasführung schliessen lassen, sondern auch solche mit ganz feinen Rändern. Letztere werden bei gekreuzten Nicols dunkel und bleiben es bei Drehung des Präparates, können also kaum einer fremden krystallinischen Substanz angehören; ob sie aber hyaline Einschlüsse oder ganz flache Gasporen sind, lässt sich nicht entscheiden; im ersteren Falle würde hier neben dem vorwaltenden secundär gebildeten Tridymit auch primärer vorliegen (Fig. 6).

Fig. 6.



Ueber die Schliffe ausgestreut finden sich schwarze Körnchen von Magnetit, die trotz Abrundung ihrer Ecken oft noch die Zugehörigkeit zum regulären System erkennen lassen. Bei starker Vergrösserung sind einige aus einem schwarzen Korn herausschiessende Nädelchen von brauner Farbe, scheinbar gerader Auslöschung, stark dunkel contourirtem Rand und nicht zu verkennender spitzer, etwa pyramidaler, Endigung an dem freien Ende zu erkennen, die für Rutilnädelchen gelten dürfen. Die Länge des grössten derselben beträgt 0·012 Millimeter. Sie lassen auf Titangehalt eines Theiles der opaken Körnchen schliessen.

Apatite werden nur in spärlichen Nädelchen gefunden, unter anderem als Einschluss im Feldspath und Pyroxen. Hie und da zeigen schliesslich, doch nur bei den Bimssteinen, unregelmässig contourirte farblose Körner bei gekreuzten Nicols und Drehung des Objecttisches um 180° fortwährende, wenn auch verschieden intensive Farbigkeit. Es würde dies für spät zur Abscheidung gelangte, daher nicht auskrystallisirte, aber wohl individualisirte SiO_2, d. h. für Quarz sprechen.

Einer gesonderten Besprechung werth erscheint das Pyroxen-Andesit-Glasgestein der Blöcke bei dem Dorfe Tomarape,

westlich vom Sajama. In den graulichweissen, rauh sich anfühlenden Handstücken erblickt man von den Gemengtheilen nur wenige schwarze Krystalle, die sich unter dem Mikroskope als Pyroxene ausweisen. Dünne Lagen von grauen und röthlichen Lavabröckchen und Aschetheilchen, hier und da zu Erbsengrösse anschwellend, geben dem Gestein einen geschichteten Habitus. Irgend welches Brechen oder Splittern hiernach findet aber nicht statt.

Unter dem Mikroskope zeigen sich in einer vollständig glasigen Grundmasse porphyrische Krystalle von Feldspath und Pyroxen, sowie poröse Brocken eines pyroxenreichen Hornblende-Andesites eingebettet.

Die Glasmasse besitzt überall perlitische Sprünge, die in ganz seltenen Fällen bei gekreuzten Nicols ein dunkles, schwach erkennbares Kreuz umfassen. Beide Erscheinungen lassen darauf schliessen, dass das Gestein sich aus Glaskügelchen aufbaut, in denen durch gegenseitigen Druck hie und da die anomale Erscheinung der Doppelbrechung erzeugt wurde. Dieser Aufbau aus Körnchen erklärt es auch, dass die Handstücke sich rauh anfühlen. Dass die Glaskügelchen durch anderes zwischengelagertes Glas gleichsam mit einander verkittet sind, kann nicht bestimmt behauptet werden, ist aber wahrscheinlich. Der Einwirkung von HF vermochten dieselben nicht zu widerstehen.[1]) Mehr oder weniger zahlreiche §-artig zugespitzte Gasporen durchziehen das Glas und lassen meist eine ausgezeichnete Parallellagerung unter sich erkennen. Blassgrüne Nädelchen von durchschnittlich 0·02 Millimeter Länge finden sich regellos in dem Glas zerstreut oder in schlangenartig gewundenen Zügen angeordnet, für die nur die porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle, nicht aber die perlitischen Sprünge ein Hindernis waren, denn jene umschlängeln sie, während sie diese kreuzen. Aus allmähligen Uebergängen zu grösseren Individuen, deren Charakter bestimmbar, ist zu schliessen, dass die kleinen Nädelchen solche von Pyroxen sind. Nesterchen von Tridymit scheinen zahlreich vorzukommen. Sie exact als solche zu constatiren, ist trotzdem wegen der Kleinheit der Objecte und der Farblosigkeit des Glases, welche die Contouren nur schwach hervortreten lässt, mit Schwierigkeiten verknüpft. Die fraglichen Stellen zeigten indes bei gekreuzten Nicols constante

[1]) Im Gegensatz zu dem Dacit-Perlit von der Loma de Ales in Columbien nach den Untersuchungen von Küch, l. c., pag. 47.

Dunkelheit. Spärlich verstreut finden sich ferner schwarze Körnchen von Magnet-, vielleicht auch Titaneisen.

Fig. 7.

Die Feldspathdurchschnitte sind breitrechteckig oder langleistenförmig, ziemlich arm an Einschlüssen, bis zu 0·3 Millimeter lang, zeigen oft Zwillingsstreifung und documentiren sich dann dadurch als Plagioklase. Ausserdem spricht vorkommende gerade Auslöschung für Anwesenheit von Sanidin. Fig. 7 zeigt, wie in einem Falle die Zwillingsbildung auf den Zonenbau der Individuen eingewirkt hat.

Die Einschlüsse in den Feldspathen sind farblose, bläschenführende Glasovale in grosser Menge, ferner Glassubstanz mit grünen Nädelchen, die als Grundmasseeinschluss aufgefasst werden kann. Mitunter kommt auch ein bis auf eine schmale äusserste Zone bemerkbares Angefülltsein der Feldspathe mit farblosen, dachziegelartig aufgebauten, an sich optisch inactiven Aggregaten vor, deren einzelne Individuen durch schwach markirte Contouren ihre Zugehörigkeit zum hexagonalen Systeme vermuthen lassen. Diese Indicien weisen auf Tridymit hin. Völlig exacte Angaben sind auch hier nicht möglich. Denkbar ist, dass, wie aus dem SiO_2 reichen Glase der Grundmasse Tridymit zur Abscheidung kam, sich so auch derselbe Vorgang bei den im Feldspath eingeschlossenen hyalinen Partikeln wiederholte. Denn da der SiO_2-Gehalt des Gesteines zu 80·71 Procent gefunden wurde, sicher aber keines der erkennbaren, porphyrisch ausgeschiedenen Mineralien über 68·6 Procent SiO_2 besitzt, so wird auf die Grundmasse noch ein weit höherer Procentsatz an SiO_2 kommen, der sich um so wahrscheinlicher als Tridymit abgeschieden haben wird, als Quarzsubstanz, wenn überhaupt, nur sehr wenig vorhanden ist. Nimmt man, wozu die daraufhin in früheren Fällen angestellten Untersuchungen berechtigen, auch hier nicht Albit, sondern allerhöchstens einen zum Oligoklas hinneigenden Andesin als SiO_2 reichsten Gesteinsgemengtheil an, so wird man auch höchstens 63—64 Procent der Säure auf die Gemengtheile zu rechnen brauchen, woraus für die Glasbasis eine noch grössere Acidität resultirt.

Die rhombischen Pyroxene sind den monoklinen an Zahl mindestens gleich. Beide Arten kommen hier als gut ausgebildete Säulen von durchschnittlich 0·19 Millimeter Länge vor, meist mit

domatischer Endigung. Zwischen den porphyrisch ausgeschiedenen Pyroxenen und den blassgrünen Nädelchen der Grundmasse sind alle möglichen Zwischenstufen vertreten. Ausserdem werden noch 1—2 Millimeter lange Krystalle monoklinen Augites gefunden, deren äusserst sporadisches Auftreten in Verbindung mit viel grösserer Ausbildung der einzelnen Individuen vermuthen lässt, dass sie ebenso wie die Asche- und Lavabröckchen nicht dem Magma entstammen, sondern als fertige Krystalle in dasselbe gelangt sind, als es noch plastisch war.

Die eingeschlossenen Lavabröckchen gehören einem glasreichen Andesit an, welcher Plagioklasleistchen mit Grundmasseeinschlüssen, nicht umrandete Hornblenden und Pyroxene führt. Schmutziggraue Farbe ist der Grundmasse eigen. Als Aschebröckchen wurden die kleinsten dieser Fremdlinge bezeichnet, die meist nur aus jener schmutziggrauen Grundmasse, höchstens mit einigen winzigen Plagioklasleistchen, bestehen.

Zu den Pyroxen-Andesiten sind auch diejenigen Gesteine noch zu rechnen, in denen Hornblende sporadisch in so geringer Menge auftritt, dass der pyroxenische Gemengtheil ihr gegenüber bedeutend überwiegt Es gehören hierzu noch einige Vertreter aus zwei uns schon durch hornblendefreie Vorkommnisse bekannten Localitäten, dem Tambo de Ancara und dem Cerro Chipicani; ferner Lava des Pachata, zahlreiche Blöcke vom Sajama, vom Cerro Anallajche und, als östlichster Punkt, lose Stücke aus dem Tuff eines Eruptionshügels der Bamba de Tanapacá zwischen Antacollo und Curahuara de Carangas.

Biotithaltige Varietäten kommen an allen diesen Fundpunkten gleichzeitig vor, namentlich aber am Cerro Anallajche und Cerro Cunturere, gelegen zwischen Dorf Tomarape und dem Tambo de Sepulturas. Das Auftreten des Biotites in diesen Gesteinen ist nur als ein mehr oder weniger vollkommenes Vicariiren für Hornblende aufzufassen, da nur mit hornblendehaltigen, nicht aber mit hornblendefreien Andesiten biotitführende Varietäten vergesellschaftet sind, soweit es sich aus dem vorliegenden Material schliessen lässt.

Eine reichlichere Betheiligung der Hornblende in den sie führenden Pyroxen-Andesiten, sowie ein eventuell damit verbundenes häufigeres Vertretensein derselben durch Biotit, führt schliesslich unmerklich über zu den Pyroxen-Hornblende-Andesiten und zuletzt zu den Hornblende-Andesiten nebst den biotitführenden Varietäten beider.

Die hornblendehaltigen Pyroxen-Andesite besitzen bei hellgrauer bis schwarzgrauer Farbe den Habitus porenfreier fester compacter Gesteine. Sie schliessen sich in ihrer Structur theilweise den besprochenen festen compacten hornblendefreien Varietäten an, theilweise den noch zu erledigenden Pyroxen-Hornblende-Andesiten: in erster Linie wegen ihrer Führung von Hornblende, dann wegen des reichlicheren Auftretens von Apatit und endlich wegen oft zu beobachtender mikrofelsitischer Ausbildung der Grundmasse. Würde daher einerseits bei jenen im grossen Ganzen nur von bereits Erwähntem die Rede sein können, so sei andererseits die Besprechung dieser letzteren in das folgende Capitel verwiesen, um nicht dort Wiederholungen ausgesetzt zu sein.

Pyroxen-Hornblende-Andesite.

Die Fundpunkte der hierhergehörigen Gesteine sind bereits bei den hornblendeführenden Pyroxen-Andesiten angegeben worden. Ein Blick auf die Karte lässt erkennen, dass im grossen Ganzen das Verbreitungsgebiet östlicher liegt als das der Pyroxen-Andesite, indem es den Ostabhang der Küstencordillere und die westlichere Partie des grossen Hochlandes begreift. Es besteht im besonderen, soweit bis jetzt zu übersehen ist, die Thatsache, dass die hornblendereicheren Varietäten weiter nach Ost gelagert sind als die mit vorwiegendem Pyroxen. Die westlichsten Vorkommnisse, die vom Cerro Chipicani und seiner Umgebung, sind zugleich diejenigen, welche den reinen Pyroxen-Andesiten nicht nur örtlich, sondern auch petrographisch am nächsten stehen, während den östlichsten Fundpunkten die in die Hornblende-Andesite übergehenden Varietäten entstammen. Zwischendurch finden sich allerdings auch Gesteine, die wegen relativen Reichthums oder Armuth an Hornblende — im Vergleich zu ihrer Nachbarschaft — isolirten, nach West oder Ost vorgesandten Posten gleichen.

Im Handstück erscheinen sämmtliche hierher gehörigen Gesteine fest und massig und nur an einem Eruptionshügel des Hochlandes zwischen Tomarape und Curahuara reich an Poren. In dichter Grundmasse erkennt das unbewaffnete Auge porphyrisch ausgeschiedene Feldspathe, sammetschwarze Hornblenden und schwarzgrüne Pyroxene, eventuell auch hexagonale, tombakbraune, metallisch glänzende Täfelchen von Biotit, die bis zu 1 Millimeter im Durchmesser

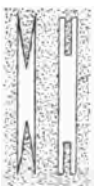
erreichen. Meist blitzen die Feldspathe in Folge ihrer Frische als spiegelnde Flächen hervor. Nur selten ist diese Eigenschaft nach eingetretener Verwitterung verloren gegangen, und zwar bei den poröseren Gesteinen. In den biotitführenden Varietäten erreichen die porphyrischen Feldspathkrystalle eine Länge von 5 Millimeter, im übrigen durchschnittlich nur eine solche von 0·5—1 Millimeter. An Zahl weitaus überlegen sind die porphyrischen Abscheidungen von Hornblende in meist glänzenden Säulen, durchschnittlich von 2 bis 3 Millimeter, stellenweise bis zu 8 Millimeter Länge, die nicht selten in einer Parallellagerung Fluctuationserscheinungen erkennen lassen.

Unter dem Mikroskope zeigen die biotitfreien Pyroxen-Hornblende-Andesite nirgends rein glasigen Habitus. Die Grundmasse schwankt in ihrem Charakter und es sind namentlich folgende drei Haupttypen zu erkennen: Die ganze Grundmasse besteht aus Glassubstanz, entglast durch braune Globulitenkörnchen, deren Menge so gross sein kann, dass das Gestein durch sie eine braune Farbe erhält. — Die gerade entgegengesetzte ist die mikrokrystalline Form. Hier finden sich der Grundmasse angehörige kleine Leistchen von Feldspath, blassgrüne Nädelchen von Pyroxen, opake Erzkörnchen und gleichzeitig spärliche Globuliten, durch ihre Anwesenheit das Vorhandensein eines mehr oder weniger zarten Hauches von Glassubstanz verrathend, die nur selten durch constante Dunkelheit bei gekreuzten Nicols erkannt werden würde, da überall die zahllosen Mikrolithen von Feldspath und Pyroxen aufleuchten. Die Farbe der Globuliten ist hier zuweilen eine hellere, entsprechend der meist vorhandenen Farblosigkeit der Grundmasse. — Zwischen diesen beiden Arten der Ausbildung steht der Typus, welchen man als mikrofelsitischen zu bezeichnen pflegt. Stellenweise zeigt sich nämlich in mikrokrystalliner oder etwas Glas haltender Grundmasse Trübung durch grössere Anhäufungen der auch hier nicht fehlenden dunklen, verschwommenen Globulitenkörnchen zu unbestimmt contourirten Wolken mit undeutlichen Rändern. Solche Anhäufungen können jedoch auch scharf contourirte kugel- oder eiförmige Gestalt besitzen. Sie erreichen dann einen Durchmesser von 0·5 Millimeter, ausnahmsweise bis 1 Millimeter, und zeigen unter sich Anordnung zu mehreren Parallelreihen. In solchem Falle sind sie im schwarzgrauen dichten Handstück makroskopisch als hellgraue Punktreihen erkennbar. Dass

sie dem Magma selbst angehören und nicht fremde Einschlüsse sind, beweist der Umstand, dass gelegentlich die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspathe, Hornblenden oder Pyroxene zur Hälfte in diesen dunklen Anhäufungen und zur Hälfte in den hellen Partien der Grundmasse gelegen sind.

Feldspathleistchen und Pyroxennädelchen zeigen, wenn sie reichlicher auftreten, ausserordentlich schöne Fluctuationserscheinungen. Erstere besitzen sehr oft spindelartige Formen (Fig. 8), wobei sich dann die Grundmasse keilförmig eingedrängt hat. Zuweilen ist schon in diesen ersten Krystallskeletten Zwillingsstreifung zu erkennen. Ihre Länge beträgt durchschnittlich bis zu 0·13 Millimeter. Wenn das Handstück blassröthliche Farbe zeigt, kommen ausser den blassgrünen Pyroxennädelchen in der Grundmasse noch zahlreiche rothe Körnchen und Nädelchen vor. Da porphyrisch ausgeschiedene Krystalle mit gleicher Rothfärbung an gerader Auslöschung und — gegenüber gleichzeitig auftretenden Olivinen — Unlöslichkeit in *HCl* als Hypersthen erkannt wurden, so mögen auch hier durch Eisenoxyd roth gefärbte Individuen dieses Minerals vorliegen, die jedoch wegen ihrer Kleinheit nicht auf das polarisirte Licht einzuwirken vermögen. Die grüngebliebenen Nädelchen lassen dann auf Augit schliessen. Die nie fehlenden und oft sehr reichlich in der Grundmasse vorhandenen Magnetitkörnchen gruppiren sich mit Vorliebe an die letzteren. Stellenweise, und zwar ebenfalls in den blassröthlichen Vorkommnissen, werden Blättchen von Eisenglanz mit sehr verschieden guten oder gar keinen Krystallumrissen gefunden. Hornblende und Biotit betheiligen sich nicht an der Grundmasse.

Fig. 8.

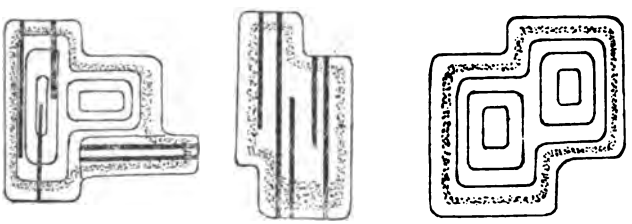


Die porphyrischen Feldspathe sind in überwiegender Zahl trikliner Natur, die meist durch das Auftreten polysynthetischer Zwillingsstreifung sofort in die Augen fällt. Sanidine kommen demnach nur untergeordnet vor und bilden die grösseren Individuen. Wie bei den Pyroxen-Andesiten liegt auch hier, nach der Auslöschungsschiefe zu schliessen, ein dem Andesin nahestehendes Mischungsverhältnis von Albit- und Anorthitsubstanz vor. Dasselbe mag sogar etwas zu dem des Labradorit hinneigen, da mit *HCl* schon ziemlich bemerkbare Zersetzung erreicht wurde. Die Verwitterung der Feldspathe ist trotzdem nicht so weit vorgeschritten

wie in den früher genannten Fällen, was auf Rechnung geringerer Porosität der Gesteine zu setzen sein wird; denn gerade diejenigen zeigen sie noch am meisten, welche die porenreichsten sind. Wiederum beginnt dieselbe im Innern der Krystalle, welches also wohl der basischste Theil der Individuen sein muss. Umwandlungen in Epidot oder chloritische Mineralien wurden hier jedoch nicht gefunden, wie überhaupt die Feldspathe im grossen Ganzen durch ein frisches und wasserhelles Aussehen charakterisirt sind.

In grosser Schönheit zeigt sich an vielen Individuen der zonale Aufbau entwickelt, doch scheinen die verschiedenen Zonen nicht sehr in ihrer chemischen Constitution von einander abzuweichen, da erhebliche Differenzen in der Grösse ihrer Auslöschungsschiefen nicht vorhanden sind. Nebeneinanderlagerungen und Ineinanderwachsungen der Krystalle sind sehr häufig. Bei jenen findet sich meist Parallelismus der Längsaxen, was bei diesen nicht immer zu beobachten ist, indem dieselben auch senkrecht zu einander stehen. Wie zonargebaute Individuengruppen zeigen, geschah ihre Bildung so, dass ursprünglich nebeneinandergelagerte Krystalle durch weiter fortgesetzten Zonenansatz mit einander verschmolzen, was in Fällen mit zonal angeordneten Einschlüssen schon im gewöhnlichen Lichte unverkennbar hervortritt (Fig. 9). In Körnchenform, selten Zwillingsbildung

Fig. 9.



zeigend, kommt Feldspath hie und da nebst Augit und schwarzen Erzkörnchen vor in den kranzförmigen Aggregaten, welche die Hornblendeschnitte umgeben, sowie als Einschluss in Pyroxenen.

Ausser den früher genannten Einschlüssen finden sich in den Feldspathen hier noch Apatitnädelchen und gut ausgebildete Zirkone in geringer Anzahl und ohne erkennbare Orientirung. Da diese Minerale in den Feldspathen der Hornblende-Andesite öfter werden gefunden werden, dagegen in denjenigen der Pyroxen-Andesite vermisst wurden, so ist ein so seltenes Vorkommen wie hier als Ueber-

gangsform zwischen beiden Gesteinsvarietäten anzusehen. Interpositionen von Hornblende im Feldspath kommen zwar vor, sind aber selten; desgleichen solche von Tridymit.

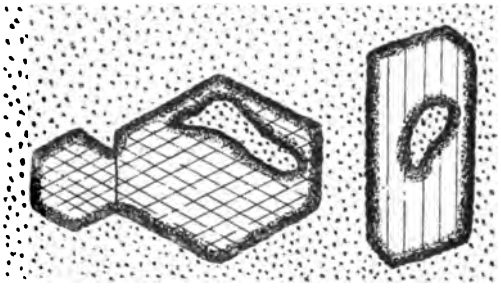
Die Hornblende tritt fast nur in der braunen, stark pleochroitischen Varietät auf. Sie besitzt vorwiegend die Form langer Nadeln, deren Länge selten die Grenzen von 0·25—2·5 Millimeter überschreitet bei einer ein Viertel bis ein Sechstel so grossen Breite. In Mikrolithenform wurde sie nicht gefunden.

Zwillingsbildungen nach dem Orthopinakoid und nach einer gegen die Verticalaxe geneigten Fläche — einer Pyramidenfläche? — kommen hin und wieder vor. Die basischen Querschnitte zeigen die bekannte typische Sechsecksform.

Das Auffallendste an den Krystallen ist jedenfalls ihre dicke schwarze Umrandung. Dieselbe kann manchmal so stark werden, dass sie fast den ganzen Krystall in Anspruch nimmt. Der geringe Rest innen noch erhalten gewesener Hornblende ist bei Herstellung des Präparates häufig herausgebrochen, so dass nur ein dicker schwarzer Rahmen im Schliff vorliegt. Derselbe besteht vorwiegend aus schwarzen Erzkörnchen, die in *HCl* unlöslich und darum nicht Magnetitkörnchen sind, und grünen Körnchen von Pyroxen, an denen niemals eine Spur von Pleochroismus beobachtet wurde, während gelegentlich noch kleinere Hypersthenpartikel diesen zeigen, so dass keine Veranlassung vorhanden ist, unter ihnen Hypersthen zu vermuthen. Verhältnismässig selten betheiligen sich noch Körnchen zwillingsgestreiften Plagioklases an der Bildung des dunklen Randes. Manchmal liegen solche Aggregate allein im Schliff vor, ohne Hornblende im Innern zu bergen. Man mag es dann zuweilen mit vollständigen Pseudomorphosen nach Hornblende zu thun haben; doch kann und wird sicher häufig diese Erscheinung den Grund darin haben, dass ein tangentialer Anschnitt des Krystalles vorliegt, welcher nicht tief genug gelegt war, um die umhüllende schwarze Rinde zu durchdringen und in die innen befindliche Hornblende selbst einzuschneiden. Ferner kommen gar nicht selten Schnitte vor, wie sie in Fig. 10 versinnlicht werden sollen: bei denen im Innern nochmals ein dunkler Rand und innerhalb desselben Grundmasse vorkommt. Hierfür ist die einfachste Erklärung die, dass die betreffenden Hornblendekrystalle grosse, ebenfalls von der schwarzen Rinde ausgekleidete Einbuchtungen besessen haben, in welche die Grundmasse

eingedrungen war, und dass der im Schliff vorhandene Schnitt dieselben getroffen hat. Wollte man in allen solchen Fällen annehmen, dass Grundmasseeinschlüsse vorliegen, so würde man zu dem auffallenden Resultate kommen, dass keines der vorhandenen Mineralien auch nur annähernd so oft und in solcher Menge Grundmasse in seinem Innern berge, wie die Hornblende und dass diese Einschlüsse in einem der zuerst ausgeschiedenen Minerale durchaus dieselbe Structur besässen wie die äussere Grundmasse. — Zusammenwachsungen von Hornblende kommen häufig vor. Bestimmte Gesetzmässigkeit lässt sich aber nur selten dabei constatiren, da meist eine grössere Anzahl von Individuen auf einem Klumpen sich zusammendrängt. Das eine der in Fig. 10 gegebenen Beispiele zeigt

Fig. 10.



einen jener Fälle und lässt als Verwachsungsebene das Klinopinakoid erscheinen. Zugleich gibt dasselbe und viele andere zu erkennen, dass die opacitische Umrandung noch nicht eingetreten war, als die Zusammengruppirung der Individuen erfolgte [1]). Bemerkenswerth ist, dass die Umhüllung da fehlt, wo nicht die Grundmasse direct, sondern z. B. ein grösserer Pyroxen oder Feldspath an die Hornblende angelagert ist, woraus sich auch ergibt, dass diese beiden Gemengtheile vor der Opacitbildung schon ausgeschieden waren.

[1]) Die bekannten Beispiele, in denen umrandete und zerbrochene Hornblenden an den Bruchstellen keinen dunklen Saum zeigen, lassen erkennen, dass auch nach Aufhören der Bildung von Opacitrand das Magma noch so plastisch war, dass die Krystalltrümmer um ein Geringes von einander zu rücken vermochten, ohne dass aber kaustische Einwirkung noch erfolgen konnte. Es sei jedoch hervorgehoben, dass solche Beispiele — vielleicht nur zufällig — in den vorliegenden Schliffen nicht zu sehen waren.

Dass die dunkle Umrandung die Folge einer Einwirkung der Grundmasse ist, wird hierdurch auf's neue bewiesen.

Hie und da begegnet man Hornblenden, die aus einem dunkelbraunen Kern und einer etwas heller braunen Zone bestehen. Kern und Zone zeigen Pleochroismus so, dass die Zone stets heller bleibt als der Kern. Da die beobachteten Querschnitte nur annähernd der orthodiagonalen Zone angehören, so stimmt ihre Auslöschungsrichtung nicht genau mit der Diagonale der Spaltrichtungen überein. Auffallend ist es nun aber, dass Kern und Hülle, welche man doch als in paralleler Stellung befindlich voraussetzen sollte, gleichwohl einen bis zu 6° sich erhebenden Unterschied in der Auslöschungsschiefe ergeben. Diese abweichende Auslöschung von Kern und Hülle erinnert an einen Fall, in welchem Oebbeke um einen diagonal zur Spaltbarkeit auslöschenden Hornblendedurchschnitt eine gegen diesen abweichend gefärbte Zone fand, die um 14° davon verschieden auslöschte, so dass jenem die Vermuthung sich aufdrängte, „der Randtheil sei nicht monoklin, sondern triklin“ [1]). Im vorliegenden Falle wird eine solche Vermuthung zwar nicht erforderlich, da auch der Kern nicht genau diagonal auslöscht, doch würde die Annahme, dass zwei verschiedene Arten von Hornblende vorliegen, die sonderbare Erscheinung am besten erklären.

Einschlüsse finden sich nicht reichlich in den Hornblenden, am ehesten noch Apatite, hin und wieder Glaseinschlüsse mit und ohne Bläschen und schwarze Erzkörnchen.

Je grösser die Betheiligung der Hornblende an der Zusammensetzung des Gesteins ist, desto geringer erscheint die der Pyroxene. Aber gegenüber dem Vordringen ersterer besitzen letztere eine verschiedene Widerstandsfähigkeit. Es ist in erster Linie der eisenhaltige Hypersthen, welcher gegen die ebenfalls des Eisens bedürfende Hornblende hat zurückstehen müssen. Diese hatte als frühzeitig auskrystallisirendes Mineral bereits dem Magma das für sie nöthige Eisen entzogen, als der Zeitpunkt für die Ausscheidung der Pyroxene gekommen war. Wenn es ferner richtig ist, dass die Grünfärbung der monoklinen Augite von einem geringen Gehalt an Eisen herrührt, so spricht die Thatsache, dass bei Reichthum an Hornblende und Seltenheit von Hypersthen die monoklinen Augite oft farblos

[1]) K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und der Palau-Inseln. Neues Jahrb. f. Min. 1881. Blg.-Bd. I, pag. 461.

erscheinen, dafür, dass im Magma sogar für die Ausscheidung grüner Individuen nicht immer genug Eisen mehr vorhanden war[1]). In den nicht seltenen Fällen, in denen zonaler Aufbau — der übrigens nur bei monoklinen und nie bei rhombischen Pyroxenen gefunden wurde — durch dunkelgrüne Färbung des Kernes und hellgrüne Färbung der äusseren Zonen kenntlich wird, würde hiernach überdies auf Abnahme des Eisengehaltes im Magma während der Ausscheidung solcher Augite zu schliessen sein. Da von den eisenhaltigen Gemengtheilen die Hornblende und der Magnetit ebenso wie eventuell der Olivin bereits ausgeschieden waren, so könnte diese Abnahme nur durch die Bildung der braunen — und darum wohl sicher eisenhaltigen — Globuliten erklärt werden. Es würde das allerdings eine etwas frühzeitige Aussonderung dieser bedingen. — Die farblosen Augite sind manchmal recht schwer von Olivin zu unterscheiden, besonders wenn keine Spaltbarkeit und keine deutlichen Contouren an ihnen zu erkennen sind. Kommt noch hinzu, dass auch die für Olivin charakteristische rauhe Oberfläche und Picotiteinschlüsse nicht deutlich beobachtet werden können, so müssen die bereits des öfteren erwähnten Lösungsversuche mit *HCl* entscheiden, ob Augit oder ob Olivin vorliegt.

Unter den Einschlüssen in den Pyroxenen sind nur hie und da zu findende Apatite noch nicht erwähnt.

Von den früher genannten Umwandlungen der Pyroxene kehrt hier nur die Eisenausscheidung an den Hypersthenen wieder, und zwar nur dann, wenn dieselben in reichlicher Anzahl vorhanden sind, d. h. nur bei den den Pyroxen-Andesiten nahestehenden Varietäten.

Die in solchen Präparaten zu findende Rothfärbung der Contouren und Sprünge anderer vorhandener Minerale, wie Olivin oder Apatit, sowie der die Hypersthene direct umgebenden Grundmasse ist der Wirkung einer Eisensolution zuzuschreiben, die vorwiegend den Hypersthenen entstammte; doch sind selbstverständlich auch die Magnetitkörnchen bei diesen Vorgängen mehr oder minder angegriffen worden, während monokline Augite stets sich unversehrt erhalten haben. Hin und wieder bot sich auch Gelegenheit zur Auskrystallisirung kleiner Schüppchen von Eisenglanz, meist ohne besonders gute Contouren, durch deren Aneinandergruppirung mitunter Bildungen entstehen, die Dendriten ausserordentlich ähnlich sehen.

[1]) Sofern nämlich vorausgesetzt wird, dass die Augite immer das Bestreben hatten, möglichst viel Eisen aufzunehmen.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Olivine erheben sich nicht über den Rang untergeordnet vorkommender Minerale, da sie in der Mehrzahl der Schliffe überhaupt ganz fehlen. Sie kommen in guten Krystallen und Krystallfragmenten vor und sinken nicht zu einer besonderen Kleinheit herab. Hin und wieder liegen die Bruchstücke zertrümmerter Krystalle noch beisammen, nur durch eingepresste Grundmasse voneinander gedrängt und die frühere Form noch erkennen lassend. Auffallend ist wie früher ihre grosse Frische: Serpentinisirung ist nur selten an den Umrissen in dünner Zone zu bemerken, greift aber nicht einmal in die Sprünge ein. Oefter und weiter vorgeschritten trifft man die Bildung brauner faseriger Aggregate, senkrecht zu den Sprüngen von diesen aus in den Krystall vordringend. Dem die oben erwähnte Rothfärbung der Hypersthene bewirkenden Vorgang bot der Olivin ein sehr empfängliches Material dar, denn er zeigt in solchen Fällen oft ganz und gar blutrothe Färbung, in der hier und da schwarze Picotite zu finden sind, während die etwa vorhanden gewesenen Magnetite dem Vorgang zum Opfer fielen. Bei Behandlung von Olivin mit HCl lösten sich dementsprechend dieser und der Magnetit, während abgeschiedene Kieselgallerte und noch vollständig scharf begrenzte Picotite übrig blieben. In noch nicht zu stark gerötheten Olivinen beobachtet man, dass auch diese Rothfärbung sich in den Spalten und am Rande zuerst einstellt und von da aus in den Krystall einschleicht.

Tridymitnester finden sich in grosser Zahl als Spalten- und Hohlraumausfüllungen. Früher beschriebene Einschlüsse im Tridymit fehlen hier.

Ueber das Auftreten von Magnet- und Titaneisen gilt bereits Erwähntes. Die Besprechung der Apatite erfolgt erst bei den Hornblende-Andesiten, weil dort ganz gleichartige, nur grössere und zahlreichere Individuen gefunden wurden. Amorphe SiO_2 in Form von Opal kleidet häufig die Wandungen von Hohlräumen in dünnen Häuten aus. Krystalline SiO_2 mag ausser als Tridymit hier und da als Chalcedon und Quarz vorkommen, ohne dass sichere Bestimmungen ausführbar waren.

Die vorzügliche Frische eines tiefschwarz glänzenden hornblendereichen Handstückes dieser Gruppe gab Veranlassung, dasselbe chemisch zu analysiren. Das Stück entstammt den losen Blöcken des Sajama. Unter dem Mikroskope zeigt es eine wenig poröse Grund-

masse mit zahlreichen Feldspath- und Pyroxenmikrolithen, Erzkörnchen und reichlichen braunen Globuliten, die dem Schliff eine braune, dem Handstück seine schwarze Farbe verleihen. Die Feldspathe sind zwillingsgestreifte Plagioklase. Ausserdem kommen sehr zahlreiche braune, dick umrandete Hornblenden und unter den Pyroxenen fast nur monokline Individuen vor. Hin und wieder sind kleine Apatite eingestreut, während Olivin und Tridymit nicht gefunden wurden. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	63·86 Procent
Al_2O_3	16·52 „
Fe_2O_3	5·91 „
MnO	Spur
CaO	3·71 „
MgO	1·60 „
Na_2O	3·16 „
K_2O	2·47 „
Glühverlust . . .	0·93 „
	98·16 Procent

Auf P_2O_5 fand keine Reaction statt, obgleich die hin und wieder vorkommenden Apatite sicher als solche erkannt wurden. Dies charakterisirt am besten ihr ausserordentlich vereinzeltes Auftreten. Der SiO_2-Gehalt ist in Anbetracht dessen, dass weder Quarz noch Tridymit sichtbar sind, als ein recht hoher für Andesite zu bezeichnen. Er kann einzig und allein erklärt werden durch die sehr glasreiche Grundmasse, wie sie sich durch constante Dunkelheit bei gekreuzten Nicols und den Reichthum an braunen Globulitenkörnchen zu erkennen gibt. Dass die Eisenmenge eine so grosse ist trotz der Abwesenheit von Hypersthen, entspricht dem Auftreten zahlreicher Magnetitkörner — vielleicht auch einem hohen Eisengehalt der Globuliten.

Unter den vorliegenden biotitführenden Andesiten, die in ihrer Mehrzahl, entsprechend der zu Grunde gelegten Eintheilung, zu der Gruppe der Hornblende-Andesite gestellt werden müssen, finden sich dennoch einige, die wegen ihres nicht geringen Gehaltes an Pyroxen bereits hier ihre Erledigung zu finden haben.

Eine gegen die bisherige sehr grobporphyrische makroskopische Structur lässt diese Varietäten als Vorläufer der dritten Gruppe

erscheinen. Sie wird durch über 1 Millimeter Durchmesser haltende, scheinbar hexagonale, tombakbraun glänzende Glimmerblättchen und durch porphyrisch ausgeschiedene Feldspathe bewirkt, welche über 4 Millimeter lang werden können. Durch Fehlen von makroskopischem — und vermuthlich auch mikroskopischem — Quarz unterscheiden sich die Gesteine ausserdem von den meisten ihrer Verwandten der nächsten Gruppe.

Die Grundmasse tritt vorzugsweise in mikrokrystalliner Ausbildung mit glasig-globulitischen Beimengungen auf; Hypersthene sind dann und wann nicht selten — da Hornblende und Biotit nicht übermässig vorwiegen; für Augit, Magnet- und Titaneisen, Olivin, Apatit und Tridymit wiederholen sich früher beschriebene Verhältnisse.

Die grossen porphyrischen Feldspathe sind vorwiegend triklin, zeigen vielfach wiederholte Zwillingsstreifung und sind ausserordentlich reich an Glaseinschlüssen, namentlich auch an bis 0·38 Millimeter dicken, durch Globulitenkörnchen braungefärbten Glasrahmen, die nach aussen eine meist nur 0·02—0·04 Millimeter breite, aber stets vorhandene Zone wasserklarer Plagioklassubstanz übrig lassen. Das specifische Gewicht solcher Feldspathsubstanz schwankt zwischen 2·674 und 2·649 bei einem Gehalt von

SiO_2	60·87 Procent
Al_2O_3 (durch Spuren von Fe_2O_3 blassgelb gefärbt) . . .	23·98 „

Nach der von Tschermak berechneten Tabelle lässt die Menge dieser beiden Bestandtheile auf das Mischungsverhältnis

$$Ab : An = 3 : 1$$

d. h. auf einen etwas zum Oligoklas hinneigenden Andesin schliessen. Dies entspricht dem Resultat einer optischen Untersuchung. Die Bestimmung des specifischen Gewichtes würde dagegen nach jener Tabelle zu einer ganzen Reihe von Mischungsverhältnissen zwischen $Ab : An = 2 : 1$ und $Ab : An = 5 : 1$ führen. Es ist aber wahrscheinlich, dass man bei Gewichtsbestimmungen mit Thoulet'scher Lösung öfter zu geringe specifische Gewichte erhalten wird als zu grosse, weil Gasporen, Glaseinschlüsse, schwer zu vermeidende adhärirende Luft das Object leichter machen. Das Mischungsverhältnis $Ab : An = 3 : 1$ mag daher als das den durchschnittlichen Charakter

am besten wiedergebende bestehen bleiben. Obleich einige Handstücke wegen ihrer grauen rauhen Grundmasse und dicktafelförmigen rissigen Feldspathe sehr an Trachyte vom Drachenfels erinnern, werden Sanidine nur selten angetroffen. Die kleineren Feldspathe sind oft vollständig oder bis auf einen äusseren Rand herausgebrochen, so dass ihre Substanz — mindestens im Innern der Individuen — einem leicht zersetzbaren Feldspathe angehört zu haben scheint.

Die Biotite besitzen wie die Hornblenden starke opacitische Umrandung. Sie sind ziemlich reich an Einschlüssen von Apatiten und Magnetitkörnchen. Der Pleochroismus ist stärker als bei den gleichzeitig vorkommenden Hornblenden, die oft eine recht bedeutende Reduction in ihrer Grösse aufweisen. In basischen Schnitten ist bei convergentem polarisirtem Licht zu erkennen, dass die Ebene der optischen Axen parallel dem Klinopinakoid ist, dass also insbesondere Meroxen vorliegt. Im übrigen sei auf die bei den biotitführenden Hornblende-Andesiten zu findenden Bemerkungen verwiesen.

Hornblende-Andesite.

Für diese Gesteine liegt im grossen Ganzen das Verbreitungsgebiet noch weiter östlich als für die der vorigen Gruppe. Als westlichstes Vorkommnis für typische Hornblende-Andesite sind die unter anderem durch ihren ausserordentlichen Tridymitreichthum charakterisirten anstehenden Gesteine des Sajama zu nennen.[1]) Sodann folgen weiter östlich die nicht durch Tridymit-, sondern durch Quarzreichthum ausgezeichneten Vertreter der Cerros Quimsa Chata — Eruptionshügel des Hochlandes zwischen Curahuara de Carangas und La Barca am Rio Desaguadero — und der Cerros de Sillota y Jancotanca — ähnlicher Hügel des Hochlandes zwischen La Barca und Oruro. Als durch Biotitreichthum ausgezeichnete Varietäten verdienen die Gesteine der Quebrada Pichagas zwischen Tomarape und Curahuara, sowie wenige Stücke von dem westlich gelegenen Cerro Chipicani — auffallender Weise, denn diese Localität zeigt vorwiegend Pyroxen-Andesite — Erwähnung, von denen jene sich überdies durch Ausbildung in Bimsstein- und Tuffform auszeichnen.

[1]) Die in Folge Ausscheidung zahlreicher Globulitenkörnchen braungefärbten Pyroxen-Hornblende-Andesite dieses Fundpunktes entstammen losen Blöcken, die vielleicht höher gelegenen Theilen des Berges angehörten, so dass möglicherweise die oberen Regionen reicher an Pyroxen sind als die darunter liegenden.

Die quarzfreien Hornblende-Andesite sind in der Form compacter fester Laven und nur vom Sajama vertreten. Ihre vorwaltende Farbe ist blassroth oder hellgrau, doch zeigt sich im ersteren Falle nicht selten schwach hervortretende zwiefache Färbung nach Art des Piperno oder Eutaxites. In der dichten Grundmasse erblickt das unbewaffnete Auge nicht allzu zahlreiche porphyrisch ausgeschiedene blitzende Feldspathe, deren Grösse durchschnittlich der bei den porphyrischen Feldspathen der biotitführenden Pyroxen-Hornblende-Andesite gleicht, ferner schwarzbraune, meist ebenfalls glänzende Hornblendesäulen von 2 Millimeter, selten bis zu 4 Millimeter Länge und tombakbraune, metallisch glänzende Biotithexagone von 1—2 Millimeter Durchmesser. Von letzteren beiden Mineralen überwiegt die Hornblende. Makroskopisch sind Pyroxene nicht zu erblicken.

Die Grundmasse zeigt unter dem Mikroskope mikrokrystallinen Habitus, der in erster Linie durch zahlreiche, aber nicht sehr in ihren Contouren hervortretende Feldspathleistchen erzeugt wird; ferner durch blassgrüne Nädelchen, die wegen ihrer Aehnlichkeit mit solchen anderer Gesteine — in denen ihre Identität mit Pyroxen aus allmähligen Uebergängen zu porphyrischen, gut charakterisirten Krystallen abgeleitet werden kann — hier demselben Mineral wie dort zugeschrieben werden. Magneteisenkörnchen finden sich in nicht übermässiger Zahl in der Grundmasse, meist an die blassgrünen Nädelchen gelagert. Rothgoldgelbe Nädelchen und Körnchen können nur der Hornblende und dem Biotit angehören. Der für diese Minerale charakteristische Pleochroismus ist allerdings bei solchen winzigen Objecten nur selten gut zu verwerthen, auch ist niemals eine Spur von opacitischer Umrandung zu beobachten. Doch sind sie gefärbte Glassubstanz — auch in der Körnchenform — sicher nicht, denn sie werden zwischen gekreuzten Nicols bei Drehung des Präparates abwechselnd hell und dunkel, und zwar die Nädelchen mit erkennbarer schiefer Auslöschung, die aber nie 20° erreicht. Letzterer Umstand lässt auch eine Verwechslung mit Pseudobrookit nicht zu, obgleich im gewöhnlichen Licht — wie ich mich überzeugen konnte — eine sehr grosse Aehnlichkeit mit denjenigen Ausscheidungen dieses Minerals besteht, welche Doss[1]) in den Basalten von Garâret el

[1]) B. Doss, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Hauran etc. Tschermak, M. M. VII, 1886, pag. 503.

Kiblîje und vom Tell Sfêch in Syrien fand. Anhaltendem Kochen in *HCl* widerstanden sie, so dass auch Eisenglanz ausgeschlossen ist, der aber ausserdem auch noch spärlich vorkommt. Kleine globulitische Körnchen verrathen zwischen den krystallinen Ausscheidungen einen zarten Hauch hyaliner Substanz. Endlich finden sich noch zahllose Tridymitnester und Tridymitspaltausfüllungen, die dieses Mineral in der Grundmasse geradezu überall erscheinen lassen, wo nur genügende Dünne des Präparates und Helligkeit des Gesichtsfeldes ein aufmerksames Prüfen bei starker Vergrösserung gestatten. Es ist gerade, als wenn diese Gesteine dafür, dass ihnen der in den anderen Hornblende-Andesiten vorkommende Quarz fehlt, durch ausserordentlichen Reichthum an Tridymit sich hätten entschädigen wollen, der aber, weil sie einer grobcavernösen Beschaffenheit ermangeln, nicht in makroskopischer, sondern nur in mikroskopischer Form zur Abscheidung gelangen konnte.

Die schon makroskopisch sichtbaren Feldspathe erweisen sich unter dem Mikroskope als scheinbar regellose Zusammenhäufungen mehrerer Individuen, meist trikliner Natur und dann mit polysynthetischer Zwillingslamellirung. Von den nicht lamellirten Schnitten gehören indes einige wegen gerader Auslöschung und stark entwickelter Rissigkeit zum monoklinen Sanidin. An ihnen konnte eine Erscheinung, welche Fouqué als charakteristisch für Sanidin angibt, dann und wann beobachtet werden. Oebbeke, welcher derselben am Amphibol-Andesit der Philippineninsel Limansaua ebenfalls begegnete, beschreibt sie mit folgenden Worten[1]): „Ein jeder Krystall verhält sich, als wäre er aus verschieden orientirten Lamellen zusammengesetzt, und zwar derart, dass die Auslöschung sich für den ganzen Schnitt nicht auf einmal vollzieht. Dreht man den Schnitt unter dem Mikroskope bei gekreuzten Nicols, so zeigt er sich theilweise von einem dunklen Schatten bedeckt, dessen Ränder schlecht begrenzt sind, und welcher über die Oberfläche fortzugleiten scheint.“ Da Oebbeke aber niemals gerade Auslöschung auf orthopinakoidalen, noch eine 5—7° gegen die basische Spaltbarkeit oder 23° gegen die Richtung der Verticalaxe geneigte Auslöschung auf klinopinakoidalen Schnitten fand, so will er die genannte Erscheinung in den weitaus meisten Fällen Plagioklasen zugeschrieben wissen und findet eine Bestätigung in späteren Untersuchungen anderer Ge-

[1]) l. c. pag. 460.

steine, bei denen ihm die Isolirung der Feldspathe gelang.[1]) Abgesehen davon, dass die vorliegenden, mit dieser Eigenschaft ausgezeichneten Durchschnitte eine gleich starke Rissigkeit wie die gerade auslöschenden Individuen aufweisen, die in dem Masse an unzweifelhaften Plagioklasen nicht beobachtet wurde, gelang es, auch einen klinopinakoidalen Schnitt zu finden, dessen Auslöschungsrichtung mit der basischen Spaltbarkeit einen Winkel von $6^1/_2{}^0$ und mit der *c*-Axe von über 20° bildet, der demzufolge nur dem Sanidin angehören kann. Die thatsächliche Gegenwart desselben wird auch durch das Dasein der genannten Schnitte mit gerader Auslöschung gewährleistet. Für die vorliegenden Hornblende-Andesite lässt sich daher nicht behaupten, dass die Träger jener eigenthümlichen Erscheinung „zum weitaus grössten Theil asymmetrische Feldspathe sind".

Die porphyrischen Feldspathe zeigen oft zonalen Aufbau, doch sind Differenzen in den Auslöschungsrichtungen der einzelnen Zonen auch hier kaum zu bemerken, was auf grosse Constanz in der chemischen Zusammensetzung des Magmas zur Zeit der Ausscheidung der Feldspathe schliessen lässt. Der chemische Charakter der letzteren ist im grossen Ganzen nach den optischen Untersuchungen derselbe wie bei früheren Gesteinen.

Einschlüsse von Hornblende, Biotit und Apatit, letzterer sowohl in Form breiter Krystalle wie in der Grundmasse als auch in Form von langen dünnen Nadeln, sind recht häufig.

Finden sich Hornblenden und Biotite als porphyrische Ausscheidungen, so ermangeln sie nie einer Umrandung, die dadurch ausgezeichnet ist, dass sie aus zwei Zonen besteht: einer inneren aus grünen Augitkörnchen und schwarzen Erzpartikelchen und einer äusseren braunen, die an Breite in dem Masse zunimmt, wie die innere verschwindet. Im extremen Falle ist nur eine braune Zone zu sehen. Ueber den dieser Erscheinung zu Grunde liegenden Vor-

[1]) Vermuthlich hat Oebbeke die pag. 472 angeführte Labradoranalyse im Sinne, deren Discussion wenigstens mit dem Satze schliesst: „Jedenfalls geht aus diesem zur Genüge hervor, dass, wenn auch ein monokliner Feldspath vorhanden sein sollte, er nur eine untergeordnete Rolle spielen kann." Dies mag zwar für das betreffende Gestein der Fall sein; dasselbe ist jedoch auch kein Amphibol-Andesit der Insel Limansaua, sondern entstammt der Halbinsel Mariveles auf Luzon und wird ausdrücklich als hornblendefreier Augit-Andesit bezeichnet, während von einem Auftreten der fraglichen Erscheinung nichts berichtet wird. Es ist aber in der Abhandlung keine andere Stelle zu finden, die gemeint sein könnte.

gang und die mineralogische Charakteristik des entstandenen Productes kann man sich bei der etwas unklaren und verschwommenen Form der äusseren Zone, die ein Durchblicken derselben bei starker Vergrösserung sehr erschwert, nur Vermuthungen hingeben, die jedenfalls darauf hinauskommen werden, dass der eisenreiche opacitische Rand von aussen in braunes Eisenhydroxyd umgesetzt wurde. Da, wo nach Abschluss der Bildung des Opacitrandes und vor Entstehung der äusseren braunen Zone in Folge Anlagerung irgend eines anderen Ausscheidungsproductes der Körnchenrand nicht mehr mit der Grundmasse in Berührung stand, fehlt die Umwandlung. Das Hervorgehen der äusseren braunen Zone aus dem darunterliegenden Opacitrand ergibt sich auch daraus, dass da, wo der letztere überhaupt nicht ausgebildet wurde, auch die erstere allemal fehlt. Es muss wohl hervorgehoben werden, dass die isolirten selbständigen Magnetitkörner der Grundmasse ihrerseits keinerlei Umwandlung in Brauneisen durchgemacht haben.

Die Ebene der optischen Axen wurde beim Biotit parallel dem Klinopinakoid gefunden, so dass wiederum Meroxen vorliegt. Insbesondere lässt die bräunlichrothe Färbung auf Rubellan schliessen. Die Einschlüsse in Hornblende und Biotit sind nahezu dieselben, nur dass letzterer viel reicher daran ist. Besonders häufig finden sich Interpositionen von Apatit, und zwar vorwiegend in derselben Form kurzer dicker Säulen, wie sie porphyrisch in der Grundmasse vorkommen.

In den Biotiten dürfte kein einziger der grösseren Apatite gefunden werden, der nicht seine Hauptaxe entweder parallel oder senkrecht zur Verticalaxe des einschliessenden Krystalles stehen hätte, im letzteren Falle insbesondere noch so, dass sie gleichzeitig entweder dem Prisma oder dem Klinopinakoid parallel ist. Die langen dünnen farblosen Nädelchen mit Quergliederung und gerader Auslöschung sind ebenfalls Apatite. Sie haben sich merkwürdigerweise nicht sehr von der richtenden Kraft des Biotites beeinflussen lassen, sondern sind vielfach regellos eingelagert. Rutile, als lange dünne Nadeln unter 60° sich kreuzend, fehlen scheinbar keinem der Biotite, sind aber auch nie besonders zahlreich und wurden in den Hornblenden gänzlich vermisst. Aehnliches gilt von Zirkoneinlagerungen. Unsicher sind bei der dunklen Farbe der Minerale die Beobachtungen über hyaline Einschlüsse, sicher die über Gasporen.

Leicht könnte man Einlagerungen von Plagioklas vermuthen; thatsächlich liegt aber durchlöcherter Biotit mit darunterbefindlichem Plagioklas vor. Selten in den Hornblenden, aber häufig in den Biotiten finden sich endlich auch ziemlich gut contourirte Blättchen von Eisenglanz, und zwar parallel oP eingelagert, so dass sie nur in den sechseckigen Querschnitten als Blättchen erscheinen.

Die porphyrischen Apatite sind hier sehr zahlreich. Sie treten als Säulen in Längsschnitten von durchschnittlich 0·1 bis 0·35 Millimeter Länge und fast halb so grosser Breite auf, deren Enden abgerundet sind und weder P noch $0P$ deutlich hervortreten lassen, oder in den zugehörigen hexagonalen Querschnitten. Nie fehlt eine gut sichtbare basische Spaltbarkeit. Die bekannten staubartigen Interpositionen beschränken sich selten auf den Kern des Krystalles, lassen vielmehr meist nur eine, erst bei genauerem Hinsehen bemerkbare, dünne wasserklare äusserste Zone frei, geben den Apatiten in den röthlichen Varietäten eine zimmtbraune, andernfalls eine grauschwarze Farbe und scheinen besonders dicht in Ebenen parallel den Prismenflächen zusammengruppirt zu sein, wenigstens zeigen sich auf Längsschnitten parallel der Hauptaxe und auf Querschnitten parallel den Hexagonseiten dunklere braune, respective schwarze Striche.

Zwei hierher gehörige Handstücke ergaben folgende chemische Zusammensetzung:

	I.		II.	
SiO_2	68·18	Procent	65·39	Procent
Al_2O_3	16·86	„	17·20	„
Fe_2O_3	6·12	„	6·39	„
MnO	Spur		Spur	
CaO	5·35	„	5·74	„
MgO	0·71	„	Spur	
Na_2O	2·40	„	2·73	„
K_2O	0·21	„	0·47	„
P_2O_5	Spur		Spur	
Glühverlust	0·73	„	0·59	„
	100·56	Procent	98·51	Procent

In beiden Analysen fällt die absolute Höhe der SiO_2 auf. Bei der nur geringen Anwesenheit von Glas und dem Fehlen von Quarz ist dieselbe als die directe Folge des überaus reichlichen Auftretens von Tridymit anzusehen.

Die quarzführenden Hornblende-Andesite (Dacite), deren Fundpunkte bereits angegeben, charakterisiren sich den soeben besprochenen Gesteinen gegenüber schon makroskopisch dadurch, dass die grossen Feldspathausscheidungen viel zahlreicher sind, recht häufig rosafarbene blitzende Quarze von durchschnittlich 3 Millimeter Grösse auftreten und die Biotite nicht nur als dünne Täfelchen, sondern auch als sechsseitige Säulchen von 1—2 Millimeter Dicke vorkommen. Die Ausbildungsform ist theils die krystalliner compacter Laven, theils die von Bimssteinen. Ein Handstück der ersteren trägt einen Ueberzug wasserklaren Hyalites. Einige der mit weniger grossen Cavitäten versehenen Bimssteine brechen beim Zerschlagen in Plattenform.

Unter dem Mikroskope erscheint die Grundmasse entweder mikrofelsitisch oder glasig. Im letzteren Falle finden sich gelegentlich wirr durcheinanderliegende Trichite, die eine Länge von 0·06 Millimeter erreichen können und häufig ähnlich wie in dem Glasgestein von Telkibánya in Ungarn, in dem sie aber eine sehr vollkommene Parallellagerung unter einander zeigen, an dem einen Ende ein schwarzes Knötchen führen. Trotzdem sie manchmal mit bräunlichrother Farbe durchscheinend werden, lässt sich doch über ihre Natur nichts weiter aussagen, als dass sie aus letzterem Grunde nicht dem Magneteisen angehören können.

Unter den grossen porphyrisch in der Grundmasse vorkommenden Feldspathen wurde ein Theil als monoklin mit Sicherheit an Spaltblättchen nach $0P$ erkannt. Daneben kommen aber auch grosse, polysynthetisch verzwillingte Plagioklase vor. Die Anwesenheit von Sanidin ergab sich auch durch die chemische Analyse. Hierzu wurde von den grösseren Feldspathkrystallen abgebröckeltes Material in Thoulet'sche Lösung vom specifischen Gewicht = 2·61 gebracht. Alles, was in derselben schwamm, 0·415 Gramm, diente zu einer Alkalienbestimmung, die folgendes Resultat lieferte:

K_2O	. . . . .	9·92 Procent
Na_2O	. . . . .	5·13 „

Dies spricht zweifellos für Anwesenheit eines Kalifeldspathes, wenn auch in Folge vorkommender Verwachsungen im Analysenmaterial Plagioklassubstanz beigemischt gewesen sein wird.

Abgesehen von diesen grossen Krystallausscheidungen kehren bei den Feldspathen im Allgemeinen bereits erörterte Verhältnisse wieder, namentlich betreffs der Einschlüsse und des aus optischen Untersuchungen abzuleitenden chemischen Charakters der Plagioklase. Dass dann und wann zu findende Biotiteinlagerungen mit ihren Längsaxen der Plagioklaszwillingsstreifung parallel gerichtet, und dass Zirkone und selbst Titanite als Interpositionen relativ nichts seltenes sind, sei noch hinzugefügt, ebenso, dass die Feldspathe nie so sehr mit Grundmasse vollgepfropft oder von dunklen Glaszonen umrahmt sind, wie es früher zu berichten war.

Die Hornblenden und Biotite zeigen in der Reichlichkeit des Auftretens und in der Menge, Art und Form ihrer Einschlüsse dieselben Verhältnisse wie die des Sajamagesteins. Sie unterscheiden sich aber von diesen und den überhaupt bis jetzt erwähnten ganz wesentlich dadurch, dass sie beide, Hornblenden und Biotite, niemals umrandet vorkommen. Dass nicht etwa nur die Hornblenden oder nur die Biotite der opacitischen Umrandung entbehren, sondern beide zugleich, ist ein Zeugnis dafür, dass sie beide vorkommenden Falles diese Erscheinung derselben Ursache verdanken: der kaustischen Einwirkung des plastischen Magmas. Warum gerade hier diese Einwirkung niemals stattgefunden, ist freilich aus dem vorliegenden Material nicht mit Bestimmtheit zu beantworten. Zwar muss constatirt werden, dass beide Minerale in umrandeten Exemplaren viel dunklere braune Farbentöne aufweisen als in randfreien, in denen sie mit grüner oder gelbröthlichbrauner Farbe durchscheinen; ob aber die Umrandungen der dunkelbraunen Varietäten eine Folge grösseren Eisengehaltes und darum grösserer Zugänglichkeit für kaustische Einwirkungen sind oder ob die dunkelbraune Farbe eine Folge aufgetretener kaustischer Einwirkung ist, bleibt die obige Frage in anderem Gewande. Würden sich in einem Schliffe grüne, randfreie und dunkelbraune, umrandete Krystalle durcheinander gemengt gefunden haben, so wäre die Ursache der Umrandung in den Krystallen selbst zu suchen.

Wenn Bonney von der Hornblende des Pichinchagesteins sagt[1]): „It is usually of a strong olive-green or brownish green colour .... Not seldom the crystals have their outlines rounded, as if worn or somewhat corroded, and are black bordered", so

[1]) l. c. Nr. 229, pag. 247.

ist es möglich, dass er in der That grüne und braune Hornblenden mit und ohne dunkle Umsäumung gleichzeitig angetroffen hat. Wenn ferner Gümbel vom Chimborazogestein grüne Hornblende beschreibt, ohne dabei einen opaken Rand zu erwähnen, und eine Analyse derselben mittheilt[1]), die sie als eine der „thonerdehaltigen, ziemlich SiO_2 reichen Varietäten von einer Zusammensetzung, wie sie auch bei dem Thonerdeaugit vorkommt", erkennen lässt, so würde dies allerdings für die Vermuthung sprechen, dass zur Bildung des Opacitrandes neben der kaustischen Einwirkung auch noch ein grösserer Eisengehalt der Hornblende nöthig ist. In den Fällen, in welchen von Becker[2]) und später auch von Hatch[3]) beobachtet wurde, dass Hornblende bei längerem Glühen dunkel wird, ist nicht ausdrücklich angegeben, ob die Krystalle vorher grüne oder schon braune bis höchstens gelbbraune Farbe besessen haben. Oebbeke[4]) fand grüne Hornblende mit dunkler Umrandung in Andesiten von Mariveles auf Luzon und bezeichnet den Rand — allerdings ohne einen Grund dafür anzugeben — als Magnetitrand. Wenn er weiter sagt: „Durch kürzeres oder längeres Glühen wurden die Amphibole nur dunkelbraun gefärbt", so möchte man glauben, dass in jenem Falle die Umrandung nicht auf kaustischem Wege entstanden sei, da doch sonst damals schon die braune Färbung hätte eintreten müssen.[5])

Das Auftreten des Quarzes ist ein verschiedenes: als einzelne grosse Körner mit und ohne Krystallformen und als Drusenauskleidung. In den compacten Gesteinen findet sich die Ausbildung von unregelmässig contourirten Körnern, die meist zertrümmert sind und eine rosarothe Farbe besitzen. In den Dünnschliffen sind nur die kleineren Individuen mehr oder weniger gut erhalten geblieben. Bläschenführende Glaseinschlüsse, die Formen kleiner Quarzkrystalle darstellend, verweisen deutlich auf ehemalige Ausscheidung aus glutflüssigem Magma und lassen — wenn nicht basische Schnitte

[1]) l. c. pag. 341.

[2]) A. Becker, Ueber die dunklen Umrandungen der Hornblenden und Biotite in den massigen Gesteinen. Neues Jahrb. 1883, II, pag. 1.

[3]) l. c. pag. 342.

[4]) l. c. pag. 474.

[5]) In solchen Fällen, in denen durch hydatogene Zersetzung der Hornblende ein dunkler Saum sich bildete, ist nachgewiesen worden, dass dabei Magnetitkörnchen entstanden. Sollte eine solche hier vorliegen? Oebbeke selbst spricht von einem „Zersetzungsprocess" der Hornblende.

vorliegen — schon ohne Anwendung gekreuzter Nicols die Richtung der Hauptaxe vermuthen, welche dann auch durch Beobachtung von Auslöschung in dieser Richtung bestätigt wird. In den poröseren Bimssteinen und in den Tuffgesteinen finden sich die gut auskrystallisirten Quarze von 1—3 Millimeter Grösse. Die Krystallausbildung derselben ist eine allseitige, und zwar vorwiegend P, untergeordnet ∞P, mit meist recht scharfen, selten abgerundeten Kanten. In den Dünnschliffen blieben auch sie nur selten erhalten, doch war immerhin noch Gelegenheit, an ihnen gleichfalls Glaseinschlüsse und damit primäre Entstehung zu constatiren.

Küch, Hatch und Hoepfner erwähnen in ihren citirten Arbeiten über Andengesteine nur unregelmässig geformte grössere Quarzkörner, nie aber gut ausgebildete Krystalle. Erstgenannter beobachtete an dem Quarz-Pyroxen-Andesit des Cumbal in Columbia [1]) ausserdem noch „zierliche mikroskopische Quarzdihexaëder, welche, an Menge dem Feldspath und Pyroxen zum mindesten gleich, in dem Glas eingebettet liegen", von durchschnittlich 0·02 Millimeter Grösse und häufig scharfer krystallographischer Ausbildung, „so dass man nicht selten bei geeigneter Abblendung des Lichtes die einzelnen Rhomboëderflächen spiegeln sehen kann". Obgleich in dem vorliegenden Material die gute krystallographische Ausbildung der makroskopischen Individuen auch das Auftreten jener kleinen Quarzdihexaëder erwarten lässt, konnten niemals solche mit Bestimmtheit erkannt werden. Alles, was von den kleineren Ausscheidungen möglicherweise als Quarz anzusehen ist, besitzt keine scharfe krystallographische Ausbildung und sieht eher aus wie kleine abgerundete Trümmer grösserer Krystalle oder Körner. Auch nach Behandlung des Gesteinspulvers mit HF und H_2SO_4 nach dem von Küch (l. c.) angegebenen Recept fand sich unter dem Mikroskop ausser den von HF etwas angegriffenen Splittern keinerlei Quarzsubstanz, so dass also hier das Bestreben nach krystallographischer Ausbildung der letzteren nicht an den kleinsten, sondern gerade an den grössten der vorkommenden Individuen zur Durchführung kam.

Endlich noch findet sich Quarz in drusenartigen Auskleidungen grösserer Cavitäten. Da hierzu nur Bimssteine die geeignete Vorbedingung — grössere Hohlräume — besitzen, so kommt auch nur bei ihnen Quarz in dieser Form vor. Leider gingen solche Drusen im Schliff stets

[1]) l. c. pag. 39.

verloren. Aber auch ohne ausdrücklich vom Fehlen der Glaseinschlüsse sich überzeugt zu haben, wird man schon aus dem makroskopischen Anblick schliessen dürfen, dass hier kein primärer Quarz, sondern secundäre Hohlraumausfüllungen vorliegen. Das constante Fehlen der den anderen Quarzvorkommnissen eigenen rosarothen Färbung unterstützt diesen Schluss. Sind die Drusenräume nicht vollkommen ausgefüllt, so kann an den freien Enden der Quarze pyramidale Begrenzung beobachtet werden.

Den Apatiten fehlen, zum Unterschied von den bisherigen Vorkommnissen, die staubförmigen Interpositionen, statt deren bläschenführende Glaseinschlüsse zu sehen sind.

Zirkone und Titanite sind relativ recht häufig. Erstere treten sowohl als Einschlüsse in Feldspath, Hornblende und Biotit, als auch selbständig in der Grundmasse auf und lassen in Folge starker Lichtbrechung deutlich Krystallflächen erkennen, und zwar die Combination von Protopyramide und Deuteroprisma. — Letztere, die Titanite, wurden als selbständige Ausscheidungen, theils in Form von Körnern, theils in der von Krystallen gefunden, die bei Verzwillingung nach $0P$ gelegentlich in den Schnitten die bekannte Speerspitzenform zeigen.

Die chemische Bauschanalyse eines quarzführenden Hornblende-Andesites der Cerros Quimsa Chata ergab folgendes Resultat:

SiO_2	68·05	Procent
Al_2O_3	17·95	„
Fe_2O_3	2·97	„
MnO	Spur	
CaO	3·65	„
MgO	1·40	„
Na_2O	3·56	„
K_2O	1·25	„
P_2O_5	Spur	
Glühverlust	1·78	„
	100·61	Procent

Anhang.

Der stark saure Charakter der besprochenen Gesteine eröffnet überall da, wo eine Zersetzung letzterer stattfindet, die Möglichkeit zur Anhäufung freier SiO_2. Man findet dieselbe geeigneten Falles

wieder verwendet zum Aufbau von Gesteinen, z. B. in den hie und da vorkommenden Agglomeratlaven, indem in denselben Bruchstücke aller möglichen Arten der auftretenden Andesite durch ein Cement verkittet werden, das als echte Kieselgallerte oder Opal zu bezeichnen ist.

Den Vorgang der Silificirung der Andesite und der damit mehr und mehr stattfindenden Anhäufung von SiO_2 kann man in manchen Handstücken beobachten. Die Etiketten derselben tragen die Bemerkung „durch Fumarolenthätigkeit zersetzt". — Ueber einen derartigen bereits vollständig opalisirten Pyroxen-Andesit vom Pasto in Columbia berichtete Küch in der Deutschen Geologischen Gesellschaft[1]), dass derselbe trotz der eingetretenen Umwandlung noch fast unverändert die frühere Structur der Lava erkennen lässt, ja dass sogar in den Feldspathen noch die Form der ursprünglichen Glaseinschlüsse sichtbar ist. Die chemische Analyse ergab ihm das folgende Resultat: 85·97 Procent . . . SiO_2

10·26 „ . . . H_2O (Glühverlust)

2·36 „ . . . Al_2O_3

sowie geringe Mengen von CaO, MgO, Alkalien und spurenhaft Cl.

Aus dem vorliegenden Material verdienen einige Stücke solcher Art vom Chipicani eine besondere Beachtung, weil in ihnen dieser Process in seinen Anfangsstadien vorliegt und daher einen Einblick in die Art seines Herganges thun lässt. Die Grundmasse ist stets schon vollständig durch Opal ersetzt, oft unter gleichzeitiger Ausscheidung von radialgruppirten Zeolithaggregaten. In die Feldspathe drang die Zersetzung von den Sprüngen aus ein, in denselben nach und nach ein immer maschenreicheres engeres Netzwerk bildend und schliesslich die ganze Feldspathsubstanz aufzehrend. Dabei haben die einzelnen noch erhalten gebliebenen Reste je eines Feldspathindividuums ihre gegenseitige Stellung vollkommen beibehalten, wie ihr gleichzeitiges Auslöschen und der Parallelismus der an ihnen sichtbaren Zwillingslamellirung beweisen (Fig. 11). Sind die Hornblenden und Biotite noch nicht vollkommen umgewandelt, so lassen sie erkennen, dass bei ihnen die Pseudomorphosirung allseitig vom Rande aus gleichmässig nach der Mitte

Fig. 11.

[1]) Zeitschr d. D. Geol. Ges. XXXVII, 1885, Verhandl., pag. 812.

zu vorschritt. Dabei ist z. B. die Spaltbarkeit der Hornblende noch sichtbar, besonders gut, wenn die Risse durch Eisenoxyd roth gefärbt sind. Die Pyroxene scheinen der Opalisirung einen grösseren Widerstand entgegengesetzt zu haben als Hornblenden und Biotite, denn neben opalisirten finden sich auch vollständig gut erhaltene Individuen.

Die Analyse eines erst in der Umwandlung begriffenen Gesteins lieferte folgendes Resultat:

SiO_2	73·43	Procent
R_2O_3	12·46	„
CaO	1·84	„
MgO	1·26	„
Na_2O	1·14	„
K_2O	Spur	
Glühverlust	9·27	„
	99·40	Procent

Es ist interessant, dass auch in der Analyse das Zwischenstadium dieser Gesteine zwischen frischen Andesiten und den vollständig opalisirten Varietäten Küch's zum Ausdruck kommt.

An manchen dieser Handstücke findet sich secundär, theilweise durch Kieselgallerte überdeckt, ein goldgelb durchscheinendes Mineral auf den Sprüngen in Form kleiner scheinbarer Würfelchen abgeschieden, das im Handstück eine braune Farbe besitzt und in der Aggregationsweise der Kryställchen an Flussspath erinnert. Unter dem Mikroskope zeigt sich aber, dass dasselbe nicht optisch inactiv ist, sondern vermuthlich optisch einaxig, und dass seine Auslöschungsrichtung bei den vierseitigen Schnitten in die Diagonale derselben fällt, so dass man auf hexagonalen Charakter und würfelähnliche Rhomboëder schliessen kann, während jedoch deutliche sechsseitige Querschnitte nicht gefunden wurden. Es ist ausserdem ein schwacher Dichroismus von röthlichgelb zu citronengelb zu constatiren. Eine geringe Spaltbarkeit äussert sich in unbestimmt verlaufenden gekrümmten Sprüngen. Einer völlig exacten Bestimmung der chemischen Zusammensetzung stand leider ein Mangel an Material im Wege. Das zur Analyse verwendete Pulver schwankte im specifischen Gewicht zwischen 3·047 und 3·077 und zeigte sich in HCl bei anhaltendem Kochen löslich unter Abscheidung der mechanisch anhaftenden Kieselgallerte. Qualitativ erwies sich eine Betheiligung von

SO_3, Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3, in geringen Mengen von CaO und Alkalien, in Spuren von MnO, MgO, Cl und F. Die approximative quantitative Zusammensetzung ist die folgende;

R_2O_3	47·96 Procent
Na_2O	12·85 „
K_2O	0·36 „
SO_3	29·14 „
Glühverlust . . .	6·67 „

ausserdem:

$CaO = 0{\cdot}61$ Procent, $SiO_2 = 1{\cdot}56$ Procent.

Rechnet man dies unter Zuschlag des K_2O zum Na_2O und unter Weglassung des CaO und der von der mechanischen Beimengung der Kieselgallerte herrührenden SiO_2 auf 100 Procent um, so ergibt sich:

R_2O_3	49·45 Procent
Na_2O	13·62 „
SO_3	30·05 „
Glühverlust . . .	6·88 „

Ueber die genauere Betheiligung von Al_2O_3, Fe_2O_3 und Cr_2O_3 liegt keine sichere Bestimmung vor, doch dürfte Al_2O_3 nur in geringer Menge auftreten, während Fe_2O_3 und Cr_2O_3 überwiegen. Immerhin ist aus der chemischen Zusammensetzung, namentlich aus der Menge der SO_3 zu erkennen, dass ein echtes Product der Fumarolenthätigkeit vorliegt. Die Zuweisung des fraglichen Minerals zu einem der wasserhaltigen Sulfate wird jedoch bis zu dem Zeitpunkte dahingestellt bleiben müssen, an welchem geeigneteres Material vollkommenere Angaben gestatten wird. —

An mehreren Handstücken der besprochenen Andesite fällt eine flammen-, schlieren-, wolken- oder breccienartige zwiefache Zeichnung und Färbung auf. Solche Laven fanden auch v. Fritsch und Reiss auf Tenerife und bezeichneten sie als Eutaxite. Makroskopisch zeigen sie auf schwarzgrauem Grunde rothgefärbte Stellen von obgenannten Formen, die oft so scharf sich abheben, dass man glaubt, fremde Einsprenglinge vor sich zu haben. Unter dem Mikroskope jedoch sieht man, dass die scheinbaren Einsprenglinge genau dieselbe Structur besitzen und aus genau denselben Gemengtheilen sich zusammensetzen, wie die Hauptmasse, ja dass sogar gelegentlich grössere porphyrische farblose Feldspathe theilweise in der dunklen und theilweise

in der röthlichen Partie gelegen sind. Man erkennt deutlich, dass nur eine verschiedene Färbung vorliegt und dass dieselbe hauptsächlich an der Grundmasse und — falls dieselbe mikrokrystallin ist — an aus ihr abgeschiedenen Mikrolithen stattgefunden hat. Da die Grundmasseeinschlüsse in den Feldspathen schwarzgraue Farbe besitzen, so ist anzunehmen, dass dies die ursprüngliche Farbe ist und dass die Rothfärbung erst nachträglich eintrat, wenn auch gelegentlich die rothen Partien gegen die braunen überwiegen. Kommen dennoch hie und da röthliche Einschlüsse von Grundmasse im Feldspath vor, so stehen dieselben durch rothgefärbte Spaltrisse mit der äusseren, gleichfalls gefärbten Grundmasse in Verbindung und sind also von aussen — nach vollendeter Abscheidung der Feldspathe — gefärbt worden.

Wie in dem Glasgestein von Telkibánya in Ungarn zeigt sich, dass Magneteisenpartikelchen, die in den grauen Partien vorkommen, in den rothgefärbten mehr oder weniger vollständig verschwunden sind, so dass man annehmen kann, dass sie durch Auflösung den rothen Farbstoff geliefert haben, den das Gestein in sich aufsog. In hypersthenreichen Varietäten wird ausserdem ein Theil des Farbstoffes den Hypersthenen entstammen, denn sie sind in den Fällen, in denen sie in den rothen Partien liegen, auch gefärbt, während die Augite sich grün erhalten haben.

Die am Piperno der flegreïschen Felder bei Neapel zu beobachtende Differenzirung in hellgraue und grauschwarze Substanz weicht nach der Beschreibung Kalkowsky's[1]) etwas von der hier beobachteten Erscheinung ab. Die aschgraue Hauptmasse desselben erweist sich nämlich im Bruch uneben von feinem Korn, ohne Glanz, spröde und weich, während die Flecke immer länglich, fast eben im Bruch und hart sind, und es ist der grössere Gehalt an Magneteisen, welcher den Unterschied der dunklen Flammen von dem hellen Grundteige bedingt, während überdies noch eine verschiedene Mikrostructur zu beobachten ist. Dem gegenüber sei nochmals hervorgehoben, dass in den besprochenen Fällen eine Verschiedenheit in der Textur nicht zu erkennen ist. Dagegen kommen der Art der Pipernostructur in Hinsicht auf verschiedene texturelle Ausbildung einige andere der vorliegenden Gesteine näher, bei denen makroskopisch hellgraue Bimssteinbruchstücke in grauer Gesteinsmasse ein-

[1]) E. Kalkowsky, Ueber den Piperno. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXX, 4, 1878, pag. 663.

gebettet zu liegen scheinen. Unter dem Mikroskope erweisen sich diese scheinbaren Bruchstücke als etwas in die Länge gezogene und einander parallelgelagerte, porenreiche, bimssteinartig ausgebildete Stellen von den verschiedensten Grössen, die einer scharfen Umgrenzung bar sind und vielmehr ihre Structurart an den Rändern allmählig in die der Hauptmasse übergehen lassen.

Zum Schlusse sei noch eine Bemerkung über die Eintheilung der untersuchten Eruptivgesteine in Pyroxen-Andesite, Pyroxen-Hornblende-Andesite und Hornblende-Andesite angefügt. Es mag an und für sich eine solche Eintheilung des untersuchten Materials von einer gewissen Willkürlichkeit nicht frei zu sprechen sein. Sie gewährt jedoch insofern einen Vortheil, als durch sie das Gebiet der gut ausgeprägten Pyroxen-Andesite von dem der typischen Hornblende-Andesite abgetrennt wird durch ein auch geographisch dazwischenliegendes, in welchem der pyroxenische und der amphibolische Gemengtheil in der Betheiligung an der Gesteinszusammensetzung gewissermassen in Concurrenz getreten sind. Eben weil — bei einer Wanderung in dem fraglichen Gebiete von West nach Ost — ein ganz allmähliges Verdrängen des Pyroxens durch die Hornblende zu constatiren ist, muss bei einer Anzahl der Handstücke Zweifel herrschen, ob sie als Pyroxen- oder Hornblende-Andesite zu bezeichnen sind. Sie bildeten in erster Linie das Material für die Zwischengruppe.

Wenn Gümbel von einer Trennung der Andesite nach ihrem Gehalt an Pyroxen oder Amphibol deshalb sich abwendet[1]), weil die Frage: „In welchen Mengungsverhältnissen muss Hornblende oder beziehungsweise Augit vorhanden sein, um nicht bloss als accessorischer, sondern als wesentlicher Gemengtheil zu gelten?“ nicht streng zu beantworten ist, so ist dem entgegen zu halten, dass die entscheidende Frage überhaupt nicht so formulirt werden darf. Denn wer so fragt, kommt zu dem Schluss, dass z. B. auch Calcit und Magnesit nicht zu trennen sind. Bei einer Trennung nach dem relativen Gehalt jener beiden Componenten handelt es sich vielmehr um die Frage: Gibt es gut charakterisirte Endglieder, welche von den beiden Gemengtheilen nur oder fast nur den einen enthalten? Uebergänge werden sich stets vorfinden, denn „Natura non facit saltum“.

[1]) l. c. pag. 366.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich namentlich Folgendes:

1. Die untersuchten Eruptivgesteine des Hochlandes südlich vom Titicaca-See und der angrenzenden westlichen Cordillere sind sämmtlich Andesite, die durch hohen SiO_2-Gehalt sich auszeichnen. Insbesondere nehmen typische Pyroxen-Andesite die westlichste, typische Hornblende-Andesite die östlichste Partie des genannten Gebietes ein, während Uebergangsformen den mittleren Theilen angehören.

2. Wo nicht porphyrische Ausscheidungen von Quarz die Menge der SiO_2 erklären, ist in der Anhäufung von Tridymit oder Glas die Ursache dafür zu suchen.

3. Die Feldspathe sind vorwiegend Plagioklase von einer dem Andesin ähnlichen Zusammensetzung, untergeordnet Sanidine.

4. In den Pyroxen-Andesiten wiegt oft ein stark pleochroitischer rhombischer Pyroxen vor, der wegen seines hohen Eisengehaltes als Hypersthen zu bezeichnen ist.

5. Die dunklen Umrandungen der Hornblenden und Biotite — das Product einer directen Einwirkung der noch plastischen Grundmasse auf diese Mineralien — zeigen in gewissen Gesteinen peripherische Umwandlung zu einer braunen Zone von Eisenhydroxyd, welcher jedoch die opaken Erzkörnchen der Grundmasse nicht auch anheimfielen.

6. Je mehr Hornblende vorhanden ist, desto mehr tritt die Gegenwart von Hypersthen zurück. Dagegen bedingt ein reichliches Auftreten unveränderter Hornblende an sich kein Zurücktreten des Augits, wie auch umgekehrt eine reichliche Augitmenge nicht das Dasein zahlreicher Hornblenden unbedingt ausschliesst. Es ist daher bei einer Vergleichung der örtlich und geologisch zusammengehörigen Gesteine nicht wahrscheinlich, dass der Augitgehalt mit einer Einschmelzung der Hornblende in Verbindung steht.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. F. Zirkel, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen für das freundliche Wohlwollen und die jederzeit bereitwillige Unterstützung, welche er mir während meiner Studien und insbesondere bei Durchführung dieser Arbeit in reichlichstem Masse hat zu Theil werden lassen.

Leipzig, Mineralogisches Institut, Mai 1887.

XV. Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischen Minas-Geraës und S. Paulo.

Von **Jordano Machado** aus São Paolo in Brasilien.

(Mit Tafel V und VI, einer Karte VII und 1 Figur im Texte.)

Parallel der brasilianischen Küste, in geringer Entfernung vom Meere, läuft von der Provinz Rio Grande do Norte südwärts bis zur Provinz Rio Grande do Sul ein langer Gebirgszug, der südöstlich von der Provinz Minas-Geraës, da wo er von SW. nach NO. gerichtet ist, sich in zwei einander parallele Ketten spaltet: die eigentliche Serra do Mar und die Serra da Mantiqueira. An dem genannten Punkte erreicht dieses Gebirge seine grösste Entwicklung (bis zu 800 Kilometer Breite) und hier befinden sich auch die höchsten Spitzen, unter anderen der höchste Berg Brasiliens, der Itatiaia.

An dem nordwestlichen Abhang der Serra da Mantiqueira entspringt der Fluss Sapucahy, der nordwestlich laufend sich in den Rio Grande ergiesst. Westlich vom Thale des Sapucahy wird das Land wieder bergig und bildet eine von unzähligen Thälern durchzogene hochländische Region. Durch die Bildung dieser Thäler erscheint die Gegend wie von kleinen Gebirgsketten durchzogen, die verschiedene Namen erhalten haben, wie Serra do Sapecado, Serra Negra, Serra de Cabo-Verde etc.

Diese bergige Region scheidet das Wasser vom Sapucahy von dem des Mogy-Guassú und seinen Nebenflüssen, dem Rio Pardo und Jaguary ab. Letztere Flüsse überschreiten die Grenze beider Provinzen oder gehen von hier ab über die Provinz S. Paulo, um nach dem Rio Grande hinzufliessen. Von den Bergen kommend treten sie in die Campos de Casa-Branca, eines der charakteristischen Tafelländer der brasilianischen Hochebene, ein. In diesen Campos de Casa-Branca ist wenig Wald vorhanden, nur in den quellenreichen Thälern findet man eine üppigere Vegetation; den übrigen Theil bilden Prairien, in denen neben Gras nur zerstreute kleine Bäume und Sträuche zu sehen sind. Der Untergrund der Campos besteht, soweit die Beobachtung

reicht, aus thonigen Schiefern, auf denen ein gelbliches lockeres sandiges Sediment, der Hauptbestandtheil des Bodens der Campos, ruht.

Das Alter dieser jüngeren sedimentären Bedeckung des Tafellandes vermag ich nicht anzugeben; es wären hierzu ausgedehnte Studien nöthig, da Versteinerungen ausserordentlich selten sind. Vermuthlich ist die in Rede stehende Bildung mit jener der Pampas Argentiniens identisch, sie hört auf am Fuss der Waldregion, welche unmittelbar auf Gesteinen der Urgneissformation steht.

Die Gesteine, deren Beschreibung der Zweck vorliegenden Schriftchens ist, stammen aus dieser Gegend, von den Campos de Casa-Branca her bis zum Thal von Sapucahy, zwischen 21° und 22° südlicher Breite und 3° bis 4° westlicher Länge von Rio de Janeiro. Sie wurden auf einer dorthin unternommenen Reise von mir selbst gesammelt.

Dieselben werden in dieser Arbeit wie folgt eingetheilt:

I. Katogene Gesteine:

1. Gneiss.
2. Sedimentärgesteine.

II. Anagone Gesteine:

1. Nephelinsyenit.
   a) Lichte grobkörnige Nephelinsyenite;
   b) dunkle feinkörnige Nephelinsyenite;
   c) dichte und porphyrische Nephelingesteine.
2. Quarz-Augitdiorit.
3. Olivindiabas.

I. Katogene Gesteine.

Gneiss.

Der den Hauptbestandtheil dieser eben erwähnten Gebirgsregion bildende Gneiss weist verschiedene Structuren auf. An dem westlichen Abhang, parallel einer zwischen Socorro und Mococa gedachten Geraden findet sich besonders ein undeutlich geschichteter faseriger Gneiss, dessen Bestandtheile sich stets schon makroskopisch unterscheiden lassen: es sind wie bei allen anderen wesentlich Feldspath, Quarz und Glimmer.

Das Aussehen des Gesteins ist sehr variabel, da die genannten Bestandtheile in verschiedener Menge vorhanden sein können. In

Costina, wo der Gneiss gut aufgeschlossen ist, kann man gut das rasche Wechseln der Structur beobachten. Gewöhnlich gleichmässig körnig, kann man ihn als Granitgneiss bezeichnen, bei Zunahme des Glimmers wird er deutlich geschichtet und faserig, häufig führt er grosse Linsen von vorwaltendem röthlichen Orthoklas; nicht selten nimmt die Grösse des Orthoklases so zu, dass er ein porphyrartiges Aussehen erhält.

Unter dem Mikroskop beobachtet man Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit, Amphibol und accessorisch Apatit, Zirkon und Magnetit.

Im nördlichen, nordöstlichen und östlichen Theil dieser Region führt der Gneiss viel Hornblende und enthält häufig grosse Partien von Amphibolit.

Es sollen nun zunächst einige dieser Gesteinsvorkommnisse kurz beschrieben werden.

Der Gneiss von Costina (7, 8, 9) besteht makroskopisch aus einem mittel- bis grobkörnigen Gemenge von: fleischrothem Kalifeldspath und grünlichem Plagioklas, beide frisch und auf den Spaltflächen glänzend; dem leicht kenntlichen, grauen, fettglänzenden Quarz, vielem Biotit, der nach einer Richtung gestreckt ist und dem Gestein den gneissigen Charakter verleiht. Dieser Gneiss ist recht hart und spröde und besitzt splittrigen Bruch. Gangartige Absonderungen von röthlichem Orthoklas, die theils geradlinig, theils gebogen auftreten, geben diesem Gesteine ein eigenartiges Aussehen. Die oben erwähnten linsenförmigen Absonderungen von Orthoklas sind auf Schritt und Tritt zu sehen.

Mikroskopisch sondern sich scharf die Bestandtheile wie folgt:

Der Kalifeldspath ist vorwaltend Mikroklin, der schon leicht erkennbar an dem Zwillingsgewebe in Schliffen parallel $0P$, meist trübe, mitunter auch relativ frisch und häufig mit Einlagerungen versehen ist. Neben diesem kommt auch viel ziemlich stark zersetzter Plagioklas vor, bei welchem man jedoch deutlich die Zwillingslamellen parallel M sieht. Der Quarz birgt viele Flüssigkeitseinschlüsse; als Magnesiaglimmer erweisen sich Leistchen mit ihren deutlichen Spaltrissen und starkem Pleochroismus; Erzkörner sind häufig; accessorisch trifft man Apatit und Zirkon.

Vom Thale des Flüsschens Prata bei S. Jaão da Boa-Vista liegt auch ein Handstück vor (36), das von dem letztbeschriebenen in seiner Structur sehr verschieden und einem Granit sehr ähnlich

ist. Der fleischrothe Feldspath ist feinkörniger als in den früher beschriebenen Gesteinen und der Glimmer fast völlig zurückgetreten, Plagioklas und Quarz stellen den Hauptbestandtheil dar. Fast in gleicher Menge wie ersterer tritt Mikroklin als Kalifeldspath hinzu. Accessorische Gemengtheile des vorhergehenden Gesteins erscheinen hin und wieder auch in diesem.

Ein anderes Gestein, das von der Nähe der Stadt Caldas (41), besitzt ebenfalls ein abweichendes Aussehen. Makroskopisch ist es röthlich, weich und feinkörnig, Quarzkörner sind deutlich erkennbar, ebenso der röthliche, stark verwitterte Feldspath. Mikroskopisch besteht dieser Gneiss aus denselben Bestandtheilen wie die vorhergehenden von Costina. Hervorzuheben ist nur sein breccienartiger Charakter, sogenannte Mörtelstructur, indem grosse Individuen vorkommen, die in einer Grundmasse von kleineren eckigen Körnern stecken; unter dem Mikroskop erhält man den Eindruck, als ob die grossen Quarze gleichsam in einer Reibungsbreccie stecken, die durch Zertrümmerung anderer Quarz- und Feldspathkörner hervorgegangen ist. Ferner ist dies Gestein noch ausgezeichnet durch das sehr starke Zurücktreten des Biotits.

Aus der Nähe des Gutes der Donna Philisbina (24) bei Cabo-Verde rührt ein Gestein her, das neben Plagioklas viel Orthoklas führt, jedoch keinen Mikroklin und Mikroperthit; in Gesellschaft von Magnesiaglimmer tritt Hornblende auf, ein Uebergang zu dem Gestein vom Flüsschen Cauôas, in welchem die Hornblende häufiger ist.

Von einem Thale zwischen Muzambinho und Cabo-Verde (26) liegt ein anderes Handstück vor, das hier näher beschrieben zu werden verdient. Makroskopisch von den bis jetzt beschriebenen äusserst verschieden, zeigt es so deutlich wie kein anderes die Schichtung. Das mitgebrachte Material ist schon weit zersetzt, jedoch fanden sich noch kleine relativ frische Stücke, die eine nähere Betrachtung ermöglichten. In denselben erkennt man leicht den weisslich-grünen Feldspath und schwarze Glimmerblättchen. Dies Gestein ist schwarz und ziemlich weich. Das Mikroskop zeigt, dass die mikroperthitischen Einlagerungen und Zwillingsverwachsungen in den Kalifeldspathen fehlen, weshalb der Feldspath als Orthoklas anzusprechen ist. Neben häufigem Orthoklas und Plagioklas findet sich zunächst Hornblende, gegen welche der Glimmer weit zurücktritt. Der Quarzgehalt ist ebenfalls gering. Die Hornblende tritt auf in

unregelmässig begrenzten grünen Körnern, ist stark pleochroitisch und zeigt häufig Zwillinge nach $\infty P\bar{\infty}$.

Wie aus der vorstehenden kurzen Angabe erhellt, wechselt die Mineralzusammensetzung der Gneisse dieses Gebietes ungemein, insbesondere was die feldspäthigen Gemengtheile betrifft; bald tritt als Feldspath echter Orthoklas, bald Mikroklin, bald der durch die Arbeit Becke's [1]) bekannt gewordene Mikroperthit auf. Ein weiteres Beispiel hierzu bietet das Gneissvorkommen von Botelhos (35), wo neben Plagioklas blos Mikroperthit erscheint, während, wie bereits erwähnt, in den Gneissen von Costina Mikroklin vorkommt. Alle Gneissvorkommen führen jedoch Plagioklas in nicht unbeträchtlicher Menge und sind durchwegs als Biotitgneisse zu verzeichnen.

Aus dem bis jetzt Erwähnten erhellt, dass das oben kurz beschriebene Gebiet der Urgneissformation angehört und dass die dort vorkommenden Gesteine Biotitgneisse sind.

Sedimentärgesteine.

Andere, sedimentäre, Gesteine sind wenig vorhanden, erwähnt zu werden verdient nur ein eisenschüssiger Sandstein, der an verschiedenen Punkten getroffen wird, jedoch am besten erhalten in dem Thal von Prata bei S. Jão zu sehen ist. Bei der Eisenbahnstation Prata der Zweiglinie Cascavel Poços liegt eine Schlucht, Inferno (Hölle) genannt, wo dieser Sandstein gut aufgeschlossen ist. Man sieht die Schichten auf Gneiss liegend, steil aufgerichtet; daneben geht der Sandstein in eine ausserordentlich eisenschüssige, grobe polymikte Breccie über. Versteinerungen wurden in dem Sandstein nicht gefunden; letzterer liegt unmittelbar auf Gneiss und dürfte vielleicht silurisch sein. Ein zweites constatirtes Vorkommen ist das vom sogenannten Pico in der Umgebung von Costina, ein Ueberrest von demselben Sandstein, der dadurch sich von dem ersteren unterscheidet, dass er viel Kieselsäure zum Bindemittel hat, was demselben ein quarzitartiges Aussehen verleiht.

Nicht weit entfernt von diesem Sandstein steht ein kleiner Fels eines ziegelrothen, manchmal auch gelblich gefärbten, breccienartigen Gesteins, welches bei näherer Betrachtung wohl als ein Tuff anzusprechen sein dürfte. In einem eisenschüssigen, an feinvertheilten

[1]) Dr. F Becke, Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Diese Mitth 1881, IV, pag. 199

Kalkspathpartikelchen reichen, viele abgerundete Quarzkörner führenden Caement liegen verschieden grosse, oft recht scharfeckige Bruchstücke von folgenden Gesteinsarten:

1. Stücke von grauem Quarzitsandstein.

2. Grosse Stücke eines verhältnismässig frischen Gesteins, welches in einer feinkörnigen graubraunen Grundmasse vereinzelt grosse Orthoklase und rundliche Quarzkörner führt. Auf den ersten Blick könnte man diese Bruchstücke etwa für Granitporphyr halten, es dürfte jedoch auch dieses Gestein nur ein Sandstein sein, der durch Hervortreten grosser Orthoklase und Quarzkörner porphyrartig erscheint. Den grössten Antheil nehmen

3. Bruchstücke eines feinkörnigen Eruptivgesteins, welches grosse Aehnlichkeit mit unseren unten beschriebenen feinkörnigen Nephelinsyeniten hat und aus einem ungleichmässigen Gemenge von farblosen und schwarzen Mineralen besteht, welches im frischen Zustand wohl aus Orthoklas, dessen Contouren hie und da noch erhalten sind, Nephelin und Augit bestanden haben dürfte. Diese Bruchstücke sind jedoch, wenigstens was das farblose Mineral betrifft, total zersetzt, wobei sich in erster Linie Calciumcarbonat gebildet hat. Das Ganze könnte man also sedimentären Tuff nennen, da nebenbei Bruchstücke fremder Gesteine, nämlich des Quarzits, von dem auch die vereinzelten Quarzkörner herrühren, eingeschlossen sind. Aus den angegebenen Verhältnissen folgt, dass dieses Tuffgestein jedenfalls jünger als der Sandstein, der auf Gneiss ruht, ist, und dass auch die Eruption der Nephelinsyenite erst nach der Bildung dieses Sandsteines stattgefunden haben dürfte. Andere Sedimente, mit Ausnahme von mitunter goldführendem Alluvium, das hier übergangen werden soll, sind nicht bekannt.

Erzgänge sind wenig bekannt mit Ausnahme von Eisenerzgängen, die sehr verbreitet sind. Gänge von Quarz durchschneiden dieses Gneissgebiet sehr häufig. Auch kommen hier und da Gänge von Eruptivgesteinen vor; man trifft sie besonders häufig an gewissen Punkten, so radial um den Eruptivstock von Poços de Caldas, welcher gleich besprochen werden wird. Gewöhnlich sind sie nicht allzumächtig, doch kommen mitunter auch viele Meter mächtige vor.

II. Anogene Gesteine.

Das Plateau von Poços de Caldas ist das Interessanteste, was dieses Gebiet aufweist. In der beigefügten Karte ist seine Grenze

annähernd mit einer Kreuzstrichlinie angegeben: von der Stadt Caldas ausgehend führt diese Linie nach dem Alto, wo heute die Eisenbahnstation Cascada liegt, dann biegt sie sich rechts und kommt ungefähr parallel dem Rio-Pardo wieder nach Caldas zurück.

In dem Charakter seines Aussehens äusserst verschieden von dem umgebenden Gneissgebiet, welches von schönen, auf fruchtbarem Boden wachsenden Wäldern bedeckt ist, ist das Plateau von Poços de Caldas unfruchtbar und sehr kahl. Wo eine genügend tiefe Erdkrume und hinreichende Feuchtigkeit vorhanden ist, findet sich Wald; an trockenen Stellen wächst nur Gras. Die Gegend ist hier immerhin sehr schön; man sieht sehr gern wieder vulcanische Kuppen und Landschaften, wenn man vom Gneiss herüber kommt.

Die Eruption des Syenits, durch welche dieses Plateau gebildet worden ist, scheint eine sehr alte zu sein, sie ist ausgebrochen in silurischer, vielleicht sogar in vorsilurischer Periode. Die Beschreibung der Gesteine wird alsbald folgen; zunächst sei es gestattet, einige Bemerkungen über andere vulcanische Punkte Brasiliens zu machen, deren Eruption wahrscheinlich mit der der Syenite übereinstimmt. Herr Orville A. Derby, der zuerst die Syenite in Brasilien entdeckte, fand dieselben auch in Cabo-Frio und auf den vorliegenden Inseln, nördlich von Rio de Janeiro, sowie an anderen Punkten dieser Provinz. Wenn man zwischen Cabo-Frio und Jacuhy, in der Provinz Minas-Geraës, eine Gerade zieht, berührt oder schneidet dieselbe Cabo-Frio, Baependy, Campanha, Caldas und Jacuhy; in Cabo-Frio und in Caldas ist Syenit festgestellt worden, und es ist wahrscheinlich, dass an den anderen genannten Punkten, welche gleichfalls vulcanisch sind, dasselbe Gestein vorhanden ist.

I. Nephelinsyenit.

a) Lichte grobkörnige Nephelinsyenite.

In den letzten fünf Jahren wurde von mehreren Forschern, so von A. v. Lasaulx[1]) und A. Rosenbusch[2]), die weite Verbreitung des Nephelinsyenites in Brasilien nachgewiesen.

[1]) A. v. Lasaulx, Sitzungsbericht der niederrhein. Gesellschaft. 6. Juli 1884, pag. 231.

[2]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. 1886, pag. 90.

Auch mir liegt eine grössere Anzahl theils grob-, theils feinkörnig ausgebildeter Nephelinsyenite von verschiedenen Localitäten der südwestlichen Grenze zwischen der Provinz Minas-Geraës und der Provinz S. Paulo zur Untersuchung vor.

Die makroskopischen Bestandtheile dieser in Handstücken lichtgrauen Gesteine sind folgende:

Der Orthoklas, immer in einfachen tafelförmigen Krystallen und Zwillingen nach dem Carlsbader Gesetz von circa 2 Millimeter Länge, überwiegt bei Weitem die anderen Bestandtheile und wird durch sein massenhaftes Auftreten und durch die Grösse der Individuen sofort auffällig; er besitzt eine bläulich-graue Farbe, ist stark glasglänzend und zeigt eine sehr deutliche Spaltbarkeit. Dazwischen sind die Nepheline stets in Krystallen $\infty P.0P$ eingewachsen; sie zeigen auf den Bruchflächen Fettglanz und besitzen eine grünlichgraue Farbe.

Dazu gesellen sich die schwarzen Augite, die im Gestein zerstreut und zuweilen faserig sind, was besonders deutlich in den verwitterten Stücken zum Vorschein kommt. Erwähnt müssen auch noch die Magnetit- und Pyritkörner werden, die ebenfalls schon mit blossem Auge bemerkbar sind.

Unter dem Mikroskop zerlegt sich das Gestein in folgende Minerale:

Orthoklas. Der Orthoklas, der fast durchwegs frisch und grösstentheils in grossen Krystallen, bis über 1 Centimeter lang, meistentheils nach dem Carlsbader Zwillingsgesetze ausgebildet ist, erweist sich unter dem Mikroskop schon etwas zersetzt und trüb. In Dünnschliffen tritt er in langen rechteckigen Durchschnitten auf, die stets eine Zwillingsverwachsung nach dem Carlsbader Gesetz erkennen lassen; er zeigt sehr wenig lebhafte Interferenzfarben, meistens bläulich-grau und ist umgewandelt in eine staubartige Substanz, die höchstwahrscheinlich Kaolin ist. Als Einschlüsse fanden sich nur einzelne Augit- und Magnetitkörnchen.

Nephelin. Der Nephelin tritt in allen mir vorliegenden Gesteinen in Krystallen auf; diese scheinen demnach eher den Namen Nephelinsyenit als Elaeolith-Syenit zu verdienen, obwohl den Nephelinen in den Handstücken auf den Bruchflächen ebenfalls der Fettglanz und hin und wieder auch die Farbe des Elaeoliths eigen

ist.[1]) Die Durchschnitte sind grösstentheils Rechtecke, deren Seiten in einem Fall 1·36 Millimeter zu 0·74 Millimeter, und in einem anderen 0·84 Millimeter zu 0·72 Millimeter gemessen wurden. Die Rechtecke löschen gerade aus, zeigen ebenfalls wie der Orthoklas blaugraue, jedoch etwas lebhaftere Interferenzfarben. Schnitte senkrecht auf die Hauptaxe sind Sechsecke, die zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleiben und im convergenten Lichte, der Dünne der Schliffe wegen, nur spurenweise die Interferenzfigur einaxiger Körper, jedoch ohne Ringe zeigen. Am regelmässigsten ausgebildet und am frischesten sind die Nepheline (21) von dem Tunnel zwischen den Stationen Prata und Cascada, an der Eisenbahn von S. aJão da Boa Vista. An Einschlüssen finden sich sehr häufig Augitnädelchen und auch Flüssigkeitseinschlüsse höchst wahrscheinlich wässeriger Natur, in denen mitunter auch eine schwach bewegliche Libelle beobachtet wurde, ferner Pyrit und Magnetitkörner. In dem Gesteine vom Tunnel zeigen sich die Nephelindurchschnitte mit einem schmalen Augitsäulenkranz umgeben, wodurch die Umrisse noch schärfer markirt werden (Taf. V, Fig. 3). Sehr interessant sind die Umwandlungserscheinungen in den Nephelinen, welche sich in den mir vorliegenden Gesteinen studiren liessen. Selten finden sich unregelmässige, farblose, glasglänzende Körner, die sich in parallelem, wie in convergentem polarisirtem Licht genau wie Nephelin verhalten, in *HCl* leicht lösen unter Ausscheidung gelatinöser Kieselsäure und zahlloser Chlornatrium-Würfelchen, demnach wohl auch nichts anderes als Nephelin sein dürften.

Selbst in den frischesten Gesteinsstücken lässt sich bereits der Beginn der Zersetzung des Nephelins nachweisen. Dieselbe äussert sich in dem Auftreten unregelmässiger, farbloser, zum Theil isotroper Flecken. Bei fortschreitender Zersetzung zerfliessen diese ineinander und bilden dann ein zartes Netz; gleichzeitig erscheinen

[1]) H. Rosenbusch in seiner „Mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine", 2. Aufl., 1886, pag. 79, schreibt: „So wenig man trotz der bisweilen vorkommenden Wasserhelle den Feldspath der Granite Sanidin nennen kann und nennen wird, so wenig kann man in diesen Gesteinen von Nephelin sprechen, sie also auch nicht Nephelinsyenite nennen. Nephelin und Sanidin sind Gemengtheile von Ergussgesteinen, Orthoklas und Elaeolith sind die den Tiefen-Gesteinen entsprechenden Formen. Trotzdem glaube ich in der Namengebung mich den Herren van Wervecke, Cohen, Törnebohm und Kalkowsky anschliessen und das Gestein als Nephelinsyenit bezeichnen zu müssen.

nebenbei in den Nephelinen einzelne farblose Fasern, die zwischen gekreuzten Nicols sehr lebhafte Interferenzfarben aufweisen. Vereinzelt treten auch radialfaserige Büschel eines ebenfalls farblosen doppelbrechenden Zersetzungsproductes, wohl eines Zeolithes in der Umgebung der Nephelinkrystalle auf. In den noch vollständiger zersetzten Gesteinsstücken (Taf. V, Fig. 4) endlich zeigt sich in Dünnschliffen ein bei weitem reichlicheres Auftreten des farblosen faserigen, lebhafte Interferenzfarben besitzenden Zersetzungsproductes; es erscheinen ganze parallelstenglige Aggregate desselben und breitere, an den Enden ausgefaserte Säulen, die eine deutliche Absonderung quer zur Längsrichtung zeigen; stets löschen dieselben zwischen gekreuzten Nicols gerade aus; an Durchschnitten, welche zwischen gekreuzten Nicols bei totaler Horizontaldrehung fast ganz dunkel bleiben, konnte die einaxige Interferenzfigur mit einem bis zwei Ringen, und die negative Doppelbrechung constatirt werden. In Salzsäure ist dies Mineral leicht löslich; es stimmt in den optischen Eigenschaften mit Cancrinit überein, von Natrolith unterscheidet es sich durch die viel lebhafteren Interferenzfarben und den Charakter der Doppelbrechung. Auch die mikrochemische Untersuchung gab keinen entscheidenden Aufschluss; die Analyse des in *HCl* löslichen Theiles des an diesem Zersetzungsproducte des Nephelins reichen nebenan beschriebenen Gesteins (34) aus dem Wege zwischen Selado und Poços de Caldas ergab:

SiO_2	40·68 [1]
Al_2O_3	26·45
Fe_2O_3	4·89
CaO	2·94
MgO	1·03
K_2O	5·27
Na_2O	10·01
Glühverlust . .	8·73
Summe .	100·00

Löslich waren von dem ganzen Gestein 39·196 Procent.

[1] Eine andere Bestimmung der im löslichen Theile enthaltenen Kieselsäuremenge, welche ebenfalls von der k. k. geologischen Reichsanstalt ausgeführt wurde, ergab 60·70 Procent Unlösliches und 14·90 Procent SiO_2, was auf 100 berechnet, 37·91 Procent SiO_2 im Löslichen gibt.

In dem Löslichen steckt ausser dem Magneteisen noch der unzersetzte Nephelin. Der grosse Glühverlust und der Kalkgehalt wie das Aufbrausen bei Behandlung mit *HCl* würden ebenfalls für Cancrinit sprechen. Allerdings wird angenommen, dass dieser in Nephelinsyeniten nicht allzu seltene Gemengtheil stets primär sei und ist noch in Betracht zu ziehen, dass auch der Spreustein [1]), was die Art des Auftretens und die lebhaften Interferenzfarben betrifft, eine gewisse Aehnlichkeit mit dem beschriebenen Zersetzungsproduct besitzt.

In dem bröckeligen, total zersetzten grobkörnigen Nephelinsyenit (34), welcher in einem mächtigen Gang auf dem Weg zwischen den Poços de Caldas und dem Gut Selado auftritt und das Material zur vorhergehenden Analyse lieferte, zeigt sich die Umwandlung des Nephelins ganz vollendet; die Nephelindurchschnitte bestehen gänzlich aus den lebhaft polarisirenden Fasern des oben für Cancrinit erklärten Minerals. Mit Salzsäure betupft, zeigten einzelne Stellen eines anderen Handstücks von derselben Herkunft ein ziemlich lebhaftes Brausen, das ebenfalls von dem neugebildeten Zersetzungsproduct des Nephelins herrühren kann. Ebenso finden sich in einem anderen stark zersetzten Handstück des Nephelinsyenites von Barreiro, von welchem unten die Rede sein wird, schöne Pseudomorphosen von einem Zersetzungsproduct nach Nephelin, welches in Aggregaten leicht zerreiblicher Körnchen von fleischrother bis bräunlicher Farbe auftritt.

Augit. Der Augit tritt in sehr schwankender Menge auf, bald in Säulen von unregelmässigem Umriss, bald in Individuen, die an den Enden fächerartig ausgefasert sind; sehr häufig ist er stengelig und bildet schöne Aggregate von radialstengeliger und faseriger Structur, die manchmal vollständig zu Kugeln vereint sind. Die Farbe ist durchwegs grün, der Pleochroismus sehr stark. Schnitte parallel dem Orthopinakoid zeigen dunkelgrün, wenn die Spaltrisse parallel, dagegen gelb, wenn dieselben senkrecht auf der Schwingungsrichtung des Nicols stehen, also c-grün und b-gelb; für a wurde in anderen Schnitten gelblichgrün constatirt. An Einschlüssen ist der Augit reich; abgesehen von vielen winzigen unbestimmbaren Körnchen kommen auch viele Magnetit- und Biotitblättchen vor. Selten zeigen die Augite einen zonalen Bau, wobei die Schale farblos und der Kern grün ist, stets ist die prismatische Spaltbarkeit sehr deutlich

[1]) Curt v. Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. Tschermak's Miner. u. petrogr. Mittheilungen, 1830, III, 20.

ausgedrückt. Alle haben eine bedeutende Auslöschungsschiefe, die zwischen 36° bis über 50° schwankt. Die Aehnlichkeit in der Farbe und in dem pleochroitischen Verhalten mit dem natronreichen Augit der Nephelinsyenite und Phonolithe anderer Fundorte ist eine sehr grosse. Ausser der Spaltbarkeit sind, besonders bei den säulenförmig ausgebildeten Augiten, viele Absonderungsklüfte senkrecht zur Verticalaxe zu sehen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sämmtliche Augitvarietäten unserer Nephelinsyenite natronreich sind, ganz analog dem aus dem Syenit von Barreiro getrennten und analysirten (vergl. pag. 333).

Titanit. Die Titanite kommen in sehr schön ausgebildeten Krystallen vor, welche 0·72 Millimeter Länge und 0·36 Millimeter Breite erreichen, meistens sind es rhombische Durchschnittte und Individuen von unregelmässigem Umrisse. Immer sind sie in Gesellschaft von Augit, von welchem sie in den meisten Fällen umschlossen werden, jedoch kommen sie auch eingesprengt vor. Interessant ist, dass der Titanit seinerseits auch Augit einschliesst. Die Farbe ist röthlichweiss. Die keilförmigen spitzrhombischen Durchschnitte zeigen deutlich prismatische Spaltrisse und löschen parallel den Diagonalen aus. Der Titanit ist in diesen Durchschnitten stark pleochroitisch, und zwar farblos, wenn die lange, dagegen roth, wenn die kurze Diagonale parallel der Schwingungsrichtung des Nicols steht. Er tritt in diesen Gesteinen nicht sehr häufig auf; nur in demjenigen (25), welches von dem Steinbruch neben der Sägemühle von Selado stammt, kommt er häufiger und schön ausgebildet vor.

Ein Mineral, welches in diesen Gesteinsvorkommnissen zu den Seltenheiten zu rechnen ist, ist der Melanit, welcher nur in einem Falle im Gestein (21) des oben erwähnten Tunnels nachgewiesen werden konnte, wo er, von Nephelin eingeschlossen, in unregelmässigen, charakteristischen Körnern von dunkelbrauner Farbe, ganz ähnlich dem Vorkommen in Phonolithen des Kaiserstuhls, auftritt und sich zwischen gekreuzten Nicols vollständig wie ein isotroper Körper verhält.

Auch der Sodalith ist im allgemeinen ein ziemlich seltener accessorischer Gemengtheil, der eigentlich nur in dem Nephelinsyenit (30) von der Selado-Mühle häufiger beobachtet wurde, hier allerdings massenhaft auftretend, und zwar nicht regelmässig im Gestein zerstreut, sondern nur in besonderen Partien desselben.

Man sieht den Sodalith im Handstück schon mit blossem Auge; es sind himmelblaue Körner bis zu 1—4 Millimeter Durchmesser,

vollständig übereinstimmend mit dem Sodalith von Ditro. Im Dünnschliffe ist er ganz farblos und abgesehen von Flüssigkeitseinschlüssen sehr arm an Interpositionen und vollkommen unzersetzt.

Schliesslich findet sich noch als accessorischer Gemengtheil Magnesiaglimmer in unregelmässigen Blättchen; die Absorption desselben ist in den meisten Fällen keine sehr bedeutende, da in den Längsschnitten nur ein Wechsel zwischen lichtbraun und dunkelbraun zu beobachten ist, letzteres sobald die Spaltrisse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators gestellt wurden. An Blättchen parallel $0P$ zeigte sich im convergenten polarisirten Licht eine fast vollkommen den einaxigen Körpern entsprechende Interferenzfigur. Nicht selten trifft man den Magnesiaglimmer auch in winzigen Blättchen, die um die grossen Erzkörner gewachsen sind (Taf. V, Fig. 4); auch mit Titanit ist er manchmal verwachsen (33), so zwar, dass die Keilform des Titanits erhalten bleibt und die Titanitdurchschnitte bis zu $^2/_3$ seiner Grösse von Glimmerblättchen erfüllt sind. Nur im bröckeligen Gestein (34) vom Weg zwischen den Poços und Selado verhält sich der Glimmer anders; in viel grösserer Menge und Dimensionen auftretend, zeigte er einen bedeutenden Pleochroismus, und zwar tief dunkelbraun, wenn die Spaltrisse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators, und hellgelblich-braun, wenn sie dazu senkrecht standen.

Von den grobkörnigen Nephelinsyeniten verdient noch das schon erwähnte Vorkommen (68) von Barreiro (Fig. V, Fig. 5), von welchem mir allerdings nur ein stark verwittertes Handstück zu Gebote steht, eine eingehende Beschreibung. Gerade das ziemlich fortgeschrittene Stadium der Zersetzung war sehr willkommen, da die Isolirung der einzelnen Gemengtheile dadurch sehr erleichtert wurde. Die Gemengtheile stimmen im wesentlichen mit denen der oben beschriebenen Gesteine überein, es fehlen jedoch vollständig die accessorischen Gemengtheile. Schon mit blossem Auge unterscheidet man scharf die bis zu 9 Millimeter langen und 1·5 Millimeter breiten Orthoklastafeln, welche anscheinend noch ganz frisch aus der verwitterten Oberfläche des Gesteins hervorragen. Auch die Nepheline lassen sich an ihren Krystalldurchschnitten leicht erkennen, sind jedoch in den der Verwitterung am meisten ausgesetzten Partien schon ganz in eine bräunliche bis röthliche weiche Masse umgewandelt. In anderen, weniger zersetzten Partien des Gesteins sind sie allerdings frischer und härter;

die chemische Untersuchung hat jedoch, wie schon oben angeführt wurde, ergeben, dass hier nicht mehr die ursprüngliche Nephelinsubstanz, sondern wahrscheinlich Pseudomorphosen von Cancrinit nach Nephelin vorliegen. Die Zwischenräume, welche von den beiden erwähnten Mineralen gebildet werden, sind von schwarzen seidenglänzenden Säulen von Augit ausgefüllt. Auch unter dem Mikroskope lassen sich die drei erwähnten Gemengtheile des Gesteins scharf und leicht von einander trennen.

Der Orthoklas ist hier nicht wie in den oben beschriebenen Gesteinen graulich trüb zersetzt, sondern von zahllosen circa 0·036 Millimeter bis 0·006 Meter langen Epidotnädelchen erfüllt, welche, wohl ein Umwandlungsproduct des Orthoklases, meistentheils parallel den langen Seiten der rechteckigen Durchschnitte desselben eingelagert sind.

Die oben erwähnte makroskopische Unterscheidung der Nepheline in mehr oder minder umgewandelte bestätigt sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung. Individuen, die der Längsrichtung parallele Spaltrisse besitzen, weisen zwischen gekreuzten Nicols graublaue Interferenzfarbe und einheitliche gerade Auslöschung auf; Durchschnitte, welche zwischen gekreuzten Nicols dunkel blieben, zeigen mitunter deutliche prismatische Spaltbarkeit. An den Rändern der Durchschnitte erscheint häufig schon der Beginn der Zersetzung in eine schwach gelblich gefärbte, Aggregatpolarisation besitzende Masse. Die Analyse dieses anscheinend frischen Nephelins gab jedoch Aufschluss über dessen chemische Constitution, woraus erhellt, dass auch hier wie in dem oben beschriebenen Gestein (34) vom Weg zwischen Selado und Poços de Caldas schon Umwandlungsproducte des Nephelins vorliegen, die wie oben höchst wahrscheinlich dem Cancrinit zuzurechnen sind. Der in Salzsäure lösliche Theil ergab:

SiO_2	48·63
Al_2O_3	25·11
FeO_3	2·58
CaO	3·52
MgO	1·15
K_2O	1·47
Na_2O	7·50
Glühverlust	11·66
	101·62

Es zeigt sich hier ein bereits höherer Kalkgehalt und grösserer Glühverlust bei geringem Natrongehalt. Die Zersetzung ist demnach hier weiter vorgeschritten als in dem eben erwähnten Gestein Nr. 34. Der Eisengehalt und die Magnesia rühren von den Magneteisen- und Epidoteinschlüssen her, die zu trennen ganz unmöglich war.

Neben diesen farblosen Durchschnitten des umgewandelten Nephelins finden sich auch häufig solche, welche gelblich gefärbt und ein Aggregat farbloser, doppelbrechender, graue Interferenzfarbe zeigender verworren-strahliger Nadeln und Körner sind. Diese Durchschnitte stellen uns ein noch vorgeschritteneres Umwandlungsstadium des Nephelins dar; in beiden zeigen sich wie im Feldspath Epidotkryställchen, deren Grösse jedoch niemals so sehr wie im Feldspath heruntersinkt, neben Flüssigkeitseinschlüssen eingeschlossen. Die Epidotkryställchen der Feldspathe und der Nephelinkrystalle sind schwach gelblich gefärbt und, wie die Untersuchung mit stärkeren Vergrösserungen lehrt, oft modellscharf ausgebildet.

Der Augit, der die Zwischenräume zwischen den langen Orthoklas- und Nephelindurchschnitten erfüllt, ist in über 1 Millimeter langen Säulen, die ausser der prismatischen Spaltbarkeit fast stets eine ausgezeichnete Querabsonderung senkrecht zur Verticalaxe zeigen, ausgebildet und vollständig frei von irgend welchem Einschluss. Zonaler Bau, wie er bei den oben besprochenen Augiten, wenn auch nicht sehr häufig beobachtet wurde, fehlt in diesen vollständig. An Schnitten senkrecht zur Verticalaxe lässt sich neben dem Prisma nur ein Pinakoid, $\infty P\bar{\infty}$, wahrnehmen; im Pleochroismus, wie bezüglich der fast stets geraden Auslöschung in Längsschnitten, parallel zu den prismatischen Spaltrissen, ist der Augit demjenigen der übrigen Nephelinsyenite vollkommen ähnlich. Dieser Augit stimmt jedoch in Allem vollständig mit dem von Törnebohm[1]) im Phonolith von Elfdalen aufgefundenen und beschriebenen Aegyrin überein und ist in Anbetracht der folgenden Analyse als solcher zu bezeichnen.

Behufs chemischer Analyse wurde eine Trennung der einzelnen Gemengtheile von einander, und zwar vermittelst der Kaliumquecksilberjodidlösung vom spec. G. = 3·094 vorgenommen. Dieselbe war keine sehr schwierige, da man es einestheils mit drei Mineralen von sehr verschiedenen specifischen Gewichten zu thun hatte und anderentheils sich die langen frischen Augitsäulchen leicht von den zersetzten Orthoklasen

[1]) Geol. För. i Stockholm., Förhandl. Nr. 80, Band VI, Heft 10, pag. 395.

und Nephelinen ablösten. Als das relativ feingepulverte von Schlamm befreite Gemenge in die erwähnte Lösung eingetragen wurde, sank der Augit sofort und, wie sich bei der mikroskopischen Untersuchung zeigte, vollkommen rein auf den Boden des dazu verwandten Haradaschen Trennungsapparates. Die chemische Analyse ergab für diesen Augit folgende unter I angeführte Zusammensetzung: Unter Ia und Ib ist die Berechnung für diesen Augit angegeben, unter II die Analyse des Augites vom Phonolith aus Elfdalen [1]), der, wie der Vergleich zeigt, unserem Natronaugite am nächsten steht.

	I	Ia		Ib	Ic		Id	II	IId
SiO_2 . . .	51·60	51·93	*Si* . . .	24·24	0·8657		23	50·57*)	21
Al_2O_3 . .	1·92	1·93	*Al* . .	1·03	0·0376		2	4·88	2
Fe_2O_3 . .	26·29	26·46	Fe^{III} .	18·52	0·3307		9	16·28	6
FeO . . .	4·20	4·23	Fe^{II} . .	3·29	0·0588		4 (oder 2)	5·65	2
CaO . . .	4·25	4·28	*Ca* . .	3·06	0·0764		4	9·39	4
MgO . . .	1·15	1·16	*Mg* . .	0·70	0·0290		2	4·28	2
K_2O . . .	1·05	1·06	*K* . . .	0·88	0·0225	0·3108	8	0·68	8
Na_2O . . .	8·89	8·95	*Na* . .	6·63	0·2883			8·68	
Glühverlust	0·56	—	*O* . . .	41·65	2·6031		69	—	66
Summe . .	99·91	100·00	—	100·00	—		—	100·41	—

I. Bauschanalyse des Augits aus dem Nephelinsyenit von Barreiro.

Ia. Dieselbe, Glühverlust abgerechnet und auf 100 bezogen.

Ib. *O*-Verhältnis von Ia.

Ic. *O*-Quotient Ia.

Id. Atomverhältnis Ia.

II. Analyse des Augits aus dem Phonolith von Elfdalen, ausgeführt von P. Mann. (* = SiO_2 + 1·25 Procent TiO_2.)

IId. Atomverhältnis für diesen Augit.

Die Uebereinstimmung beider Augite ist eine so vollständige, dass man unmittelbar die von P. Mann l. c. angeführte Mischung auch für unseren Augit acceptiren kann.

Die kleinen Differenzen zwischen den Atomverhältnissen beider können, wenn man in Erwägung zieht, dass der von mir isolirte Augit nicht absolut rein war, ganz übergangen werden. In dem Augit von Barreiro herrscht demnach ebenfalls das Akmitsilikat bei

[1]) P. Mann, Neues Jahrbuch für Min. u. Geol. 1884, II. Band, pag. 196.

weitem vor und würde demselben im Sinne der Tschermak-Dölter'schen Mischungstheorie folgende Formel zukommen:

$$3\ Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12} \qquad 2\ Ca\,Fe\,Si_2 O_6$$
$$Na_2 Al_2 Si O_6 \qquad 2\ Ca\,Mg\,Si_2 O_6$$

Hochinteressant ist das Vorkommen von äusserst feinkörnigen Partien in diesen Nephelinsyeniten, welche durch ihre sehr scharfen Begrenzungsumrisse und dichte Beschaffenheit wie Einschlüsse eines fremden Gesteins aussehen; besonders wurde dies im frischen schönen oben beschriebenen Nephelinsyenit vom Tunnel (21) beobachtet. Es wird durch diese Partien der innige Zusammenhang zwischen den grobkörnigen und den weiter unten zu beschreibenden feinkörnigen Nephelingesteinen, in welchen hinwieder grobkörnige Ausscheidungen auftreten, bewiesen.

Diese scharfeckig begrenzte Ausscheidung besteht aus denselben Gemengtheilen wie der grobkörnige Nephelinsyenit: Augit, Orthoklas und Nephelin, jedoch zeigen sich diese nur in äusserst winzigen mikroskopischen Kryställchen und Körnern.

Der Hauptmasse nach erscheint der Augit in kurzen grünen Säulchen, während der Orthoklas in trüb zersetzten Körnchen auftritt. Nephelin ist auch in verhältnismässig grösseren Kryställchen manchmal gleichsam mit einer Art Grundmasse eingesprengt. Diese Ausscheidung stimmt in der Structur mit den dichten Nephelingesteinen recht auffallend überein.

Zur chemischen Untersuchung wurde der typischste und frischeste Nephelinsyenit, nämlich das oben beschriebene Gestein (21) vom Tunnel zwischen den Eisenbahnstationen Prata und Cascada ausgewählt und folgende unter I gegebenen Resultate gefunden:

	I.	II.
SiO_2	52·75	56·30
Al_2O_3	22·55	24·14
Fe_2O_3	3·65	1·99
MgO	0·15	0·13
CaO	1·85	0·69
Na_2O	8·10	9·28
K_2O	7·05	6·79
H_2O	3·60	1·58
	99·70	100·90

Zum Vergleich konnte nur die von Fellner[1]) ausgeführte Analyse (die unter II) des Nephelinsyenits von Ditro in Siebenbürgen angeführt werden, da in der Literatur auffallender Weise von den alten Nephelingesteinen, wie z. B. von dem den unseren sehr nahe stehenden Foyait, keine verlässliche, abgesehen von der von F. S. Humpidge[2]) ausgeführten, vorliegen.

Wie der Vergleich beider Analysen zeigt, stimmt unser Nephelinsyenit vom angegebenen Tunnel im Ganzen sehr gut mit dem von Ditro überein. Die Natronmenge ist im letzteren eine noch grössere, wie in dem unseren; das Natron ist ausser für Nephelin und allenfalls anwesendes Umwandlungsproduct noch für den Augit in Rechnung zu bringen. Letzterer ist ja in den Gesteinen von Ditro nach den neuesten Untersuchungen Becke's[3]) ebenfalls wie in dem unseren ein sehr natronreicher, und zwar Akmit.

Während im Ditroer-Gestein der Feldspath Mikroklin (und nicht Oligoklas, wie bei Roth, Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine, pag. 61 unter Nr. 11 angegeben) ist und auch etwas Plagioklas vorkommt, führt unser Gestein nur Orthoklas.

An die oben beschriebenen Nephelinsyenite schliesst sich noch ein anderes ebenfalls grobkrystallinisches Gestein an (52), welches in dem Thal der Prata bei S. Jaão da Boa-Vista an verschiedenen Punkten gangförmig auftritt und im makroskopischen Aussehen von den eben beschriebenen typischen Nephelinsyeniten sich sehr unterscheidet. Während bei den letzteren der Unterschied zwischen den fettglänzenden grünlich bis bräunlichen Nephelinkrystallen und den lichtgrauen glasglänzenden Orthoklasen ein sehr bedeutender ist, ist die makroskopische Unterscheidung der genannten Hauptgemengtheile im ersteren eine bei weitem schwierigere.

Die Gemengtheile dieses Gesteins sind im wesentlichen dieselben wie bei den grauen typischen Nephelinsyeniten: der röthlichbraune Orthoklas, der bedeutend den im Handstück gleichgefärbten

[1]) H. Roth, Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine, pag. 61, Nr. 12, gedruckt in der Abhandlung der kgl. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 1869, II.

[2]) Leopold van Werwecke, Ueber den Nephelinsyenit der Serra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. Neues Jahrb. f. Min. 1880, II, pag. 144.

[3]) Fr. Becke, Akmit aus dem Elaeolith-Syenit von Ditro, Siebenbürgen. — Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1878, I, pag. 554.

Nephelin überwiegt und auch hier in tafelförmigen Krystallen auftritt, erweist sich unter dem Mikroskop stark zersetzt, trübe und durch Eisenoxydhydrat, welches sich aus der Umwandlung der häufig eingeschlossenen winzigen Erzkörnchen gebildet hat, röthlichbraun gefärbt.

Auch der Nephelin ist in diesem Gestein schon ganz zersetzt, jedoch leicht an den vier- und sechseckigen Umrissen zu erkennen, und verhält sich zwischen gekreuzten Nicols ganz ähnlich, wie die Liebenerit-Durchschnitte in dem Liebeneritporphyr von Predazzo, jedoch ist der Filz der neugebildeten farblosen, lebhafte Interferenzfarben zeigenden Fäserchen kein so dichter, wie in dem Liebenerit.

Der Augit tritt in diesem Gestein viel häufiger auf, als in den grauen Nephelinsyeniten, und stimmt in der Mikrostructur vollständig mit den oben beschriebenen überein; erwähnenswerth wäre nur, dass er hier viel häufiger in radialfaserigen büscheligen Aggregaten vorkommt. Mit diesen Gemengtheilen zeigen sich fast stets Magnetitkörner und im Dünnschliff fast farblose bis 1·5 Millimeter grosse Titanitkrystalle associirt.

Interessant sind die häufig zu beobachtenden Zersetzungserscheinungen der Titanite; von den Rändern her und auf den Spaltrissen bildet sich zuerst ein dunkelgraues, opakes, im auffallenden Lichte graulichweisses Product, welches ganz und gar dem bekannten Zersetzungs-Product des Titaneisens gleicht. Bei vorgeschrittener Zersetzung finden sich vollständige Pseudomorphosen von diesem Mineral nach Titanit. An den dünnsten Rändern des Schliffes kann man beobachten, dass das Umwandlungsproduct ein Aggregat äusserst winziger, fast farbloser Körnchen ist. Das Umwandlungsproduct dürfte wohl Titansäure sein, da es vollständig dem von P. Mann[1]) beschriebenen Zersetzungsproduct des Titanits gleicht; dass sich auch hier nebenbei Carbonate gebildet haben, lässt sich schon im Handstücke nachweisen, da beim Betupfen mit *HCl* gerade nur an den Stellen, wo die Augitaggregate sich zeigen, Kohlensäureentwicklung zu beobachten ist; auch mikroskopisch ist Calcit auf den Spaltrissen der Titanite in vielen Fällen nachweisbar. Als accessorisch können noch Apatitkryställchen und äusserst selten Epidotkörner aufgeführt werden.

[1]) Paul Mann, Ueber Rutil als Product der Zersetzung von Titanit. — N. Jahrb. f. Min. 1882, II, pag. 201.

b) Feinkörnige Nephelinsyenite.

Die feinkörnigen Nephelinsyenite treten wie die vorhergehenden lichten grobkörnigen Nephelinsyenite theils in deutlichen, verschieden mächtigen Gängen, theils in mächtigen Stöcken auf, die ganze Berge und Kuppen bilden. Von einem kleinen Handstück vom östlichen Abhang der Serra do Selado rührt ein Präparat (18) her, in welchem der Uebergang von grobkörnigem und feinkörnigem Nephelinsyenit sehr deutlich zu beobachten und von grossem Interesse ist, da hierdurch der Zusammenhang beider in ihrem äusseren Habitus und in ihrer Structur sehr verschiedener Gesteine ausser Zweifel gestellt wird. Während die grobkörnigen Gesteine ganz dem Syenit gleichen, könnte man die feinkörnigen Varietäten für sehr dichte dioritische Gesteine oder sogar für Phonolithe halten. Der grobkörnige Theil des Gesteins besteht wesentlich aus denselben Gemengtheilen, die oben bei den grobkörnigen Nephelinsyeniten beschrieben wurden: der trübe tafelförmige Orthoklas mit seinen langen rechteckigen Durchschnitten und seinen charakteristischen Spaltrissen lässt sich leicht von den Nephelinen unterscheiden, welche, im Verhältnis zum Orthoklas noch sehr frisch, ganz wasserhell sind und zwischen gekreuzten Nicols eine charakteristische bläuliche Interferenzfarbe aufweisen. Sehr verschieden von den Nephelinen der oben beschriebenen Syenite sind ihre Einschlüsse, gelbliche zarte Fäserchen und Nädelchen von Epidot (?), die sich nicht selten radial gruppiren und so aussehen, als ob sie in kleinen Drusen im Krystall gebildet worden wären; häufig vereinigen sich diese Nädelchen in den Nephelinkrystallen zu grösseren Aggregaten von gelber Farbe und nehmen in ihrer Gestalt manchmal einen bedeutenden Raum im Innern jener in Anspruch. Vereinzelt finden sich grössere unregelmässige Körnchen, die in ihrer Farbe und Spaltbarkeit gleichfalls grosse Uebereinstimmung mit Epidot zeigen. Nicht selten beobachtet man ferner in diesem grobkörnigen Gesteinstheil farblose, bis 0·8 Millimeter Durchmesser besitzende, oft deutlich sechsseitige Durchschnitte eines isotropen Minerals, welches wohl unzweifelhaft als Sodalith zu deuten ist. Dieselben treten nicht vereinzelt im Gesteinsgemenge auf, sondern meistens in grösseren Aggregaten von sechs bis acht Individuen; sehr charakteristisch für sie sind Einschlüsse opaker Nädelchen und Blättchen, welche ganz ähnlich wie bei den Hauynen und Noseanen

der jüngeren eruptiven Gesteine sehr regelmässig parallel den Seiten des Sechsecks gelagert sind.

Der Augit ist in dem grobkörnigen Theil des Gesteins ein bei weitem seltenerer Gast als in dem feinkörnigen und konnte nur hie und da in unregelmässigen Körnern nachgewiesen werden. Zu erwähnen ist hier schliesslich das seltene Vorkommen eines farblosen Minerals, welches ausführlicher weiter unten bei der Beschreibung der feinkörnigen Gesteinspartien beschrieben werden wird.

Unmittelbar an die eben beschriebene grobkörnige Partie schliesst sich das im Handstück bläulich-schwarze, sehr feinkörnige Gestein an. Während bei makroskopischer Betrachtung des vorliegenden Handstücks sich alle möglichen Uebergänge zwischen beiden, in ihrem Korn so verschiedenen Gesteinspartien zeigen, erscheint im Dünnschliffe eine scharfe Grenze zwischen beiden, welche jedoch dadurch hervorgerufen wird, dass die grobkörnige Partie, wie erwähnt, sehr arm, die feinkörnige jedoch sehr reich an Augit ist. Im Dünnschliffe lässt sich auch ein Uebergreifen der grösseren Feldspäthe in die feinkörnige Masse feststellen. Der an Ort und Stelle gemachten geologischen Beobachtung nach kann man die grobkörnige Partie nur als Ausscheidung des vorherrschenden dichten schwarzen Gesteins betrachten. Die Gemengtheile des letztgenannten Gesteins (Taf. VI, Fig. 3) sind genau dieselben wie in dem oben beschriebenen grobkörnigen; erwähnenswert wäre nur das häufigere Vorkommen des Augites und des farblosen oben kurz bezeichneten Minerals; auch der Sodalith tritt hier auf, jedoch äusserst spärlich, er schliesst stets Erzkörnchen ein, welche sonst nicht beobachtet wurden. Die schwarze Farbe des Gesteins rührt also nur vom häufigeren Auftreten des Augits her. Das noch näher zu beschreibende farblose Mineral, sowie die Augitsäulchen liegen gleichsam in einer farblosen Grundmasse, welche vorherrschend aus bald mehr, bald minder stark getrübten Leistchen und Körnern von Orthoklas besteht. Nephelinkrystalle konnten nirgends beobachtet werden, jedoch treten zwischen den Orthoklaskörnern manchmal Aggregate auf, die nichts anderes sein dürften, als Umwandlungsproducte des Nephelins. Aeusserst selten wurden zwillingsgestreifte Plagioklaskörner beobachtet.

Die Augite kommen in langen Säulen von gelblich-grüner Farbe vor und sind verhältnismässig sehr stark pleochroitisch. Schnitte senkrecht auf die verticale Axe lassen jedoch nur ein Pinakoid neben

dem Prisma erkennen, sind sechseckig und zeigen die charakteristische Spaltbarkeit. Die Länge der Augitsäulchen schwankt zwischen 0·316 und 0·027 Millimeter; die Auslöschungsschiefe zu den Spaltrissen wurde in den Längsschnitten auffallender Weise stets sehr gering gefunden. Dass der Augit nicht zu den rhombischen zu stellen ist, erweisen die erwähnten sechsseitigen Schnitte, welche im convergenten Licht stets fast senkrechten Austritt einer der optischen Axen zeigen.

Sehr häufig erscheint eingesprengt in gleichsam schwebenden Krystallen das oben schon erwähnte farblose Mineral, dessen Krystalldurchschnitte gewöhnlich wie zerfressen und corrodirt aussehen; es besitzt eine vollkommene Spaltbarkeit parallel der Verticalaxe und eine zweite Spaltungsrichtung senkrecht darauf. An Schnitten, die nahezu dunkel bleiben oder zum mindesten nur schwach bläulichgraue Interferenzfarbe aufweisen, lässt sich bald senkrechter Austritt der einen der optischen Axen, bald seitlicher Austritt der ersten Mittellinie beobachten. Dieses Mineral ist optisch zweiaxig und ziemlich stark positiv doppelbrechend; ausserdem ist es noch durch ein sehr lebhaftes Relief charakterisirt. Schnitte parallel der *c*-Axe zeigen zwischen gekreuzten Nicols ziemlich lebhafte Interferenzfarben. Deutliche Krystallumrisse sind jedoch sehr selten; ein verhältnismässig regelmässiger Durchschnitt von 0·585 Millimeter und 0·189 Millimeter Grösse ist in Figur 3, Tafel VI, abgebildet. Berücksichtigt man neben den optischen Eigenschaften noch die leichte Löslichkeit dieses farblosen Minerals in Salzsäure, so ist dieses Mineral, insbesondere nach den analytischen Nachweisen, die weiter unten näher gegeben sind, zweifellos als Wollastonit zu bezeichnen. Der Wollastonit ist ein äusserst seltener Gesteinsgemengtheil; er wurde bisher nur in Nephelingesteinen nachgewiesen, so von A. E. Törnebohm[1]) im Nephelinsyenit von Alnö, von G. vom Rath[2]) im Phonolith von Oberschaffhausen, von O. Mügge[3]) in Nepheliniten vom Massai-Lande, jüngst jedoch von H. Wulf[4]) auch in krystallinischen Schiefergesteinen vom Hererolande.

[1]) Geol. Fören. i Stockholm. Förhdl. 1883, VI, Nr. 82, 542—549.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1874, V, 520.

[3]) Ueber einige Gesteine des Massai Landes. N. Jahrb. f. Min. IV. Beil.-Bd. 576—609.

[4]) Beitrag zur Petrographie des Hererolandes im südwestl. Afrika. Inaugural-Diss. Leipzig, 1887.

Der Wollastonit scheint überhaupt gern mit Nephelin und Augit vergesellschaftet zu sein, wofür unser eben beschriebenes Gestein einen weiteren neuen Beleg liefert.

Sodalith ist, wenn man das Verhältnis in der oben beschriebenen grobkörnigen Partie des Gesteinsstückes vergleicht, hier recht selten; die wenigen gefundenen abgerundeten Körner enthielten opake Nädelchen und Erzkörner, welche sonst den übrigen Partien des feinkörnigen Gesteins vollständig fehlten. Erwähnenswert wäre noch die Beobachtung einer manchmal deutlich ausgeprägten Fluidalstructur der Feldspathleistchen um die Sodalithkörner.

Titanit zeigt sich recht selten in unregelmässigen fleischrothen, lebhaft pleochroitischen, öfter verzwillingten Körnern. Die Analyse des in *H Cl* löslichen Theiles dieses zwischen Poços de Caldas und der Stadt Caldas geschlagenen Gesteins (49), welches verhältnismässig reich an Wollastonit ist, ergab:

SiO_2	48·21
Al_2O_3	28·89
Fe_2O_3	1·86
CaO	4·11
MgO	0·46
K_2O / Na_2O	16·42
Glühverlust	0·05
	100·00

Es waren 42·86 Procent des Gesteines in Salzsäure löslich; ausser dem Wollastonit wurde aber noch der ganze Nephelin und das spärlich vorhandene Magneteisen gelöst. Rechnet man die ganze Thonerde als dem Nephelin zugehörig, so verbleibt ein Rest von Kieselsäure, der an Kalk gebunden sein muss und dem gelösten Wollastonit zuzuschreiben ist.

Unmittelbar an das oben beschriebene Gestein von dem östlichen Abhang der Serra do Selado schliessen sich die folgenden dunkel- bis schwärzlichgrauen Gesteine an, welche alle möglichen Uebergänge von mittelkörnigen zu feinkörnigen und von diesen zu ganz dichten Gesteinen, an denen selbst mit der Lupe kein Gemengtheil mehr bestimmt werden kann, aufweisen. Die verschiedene Färbung der Gesteine rührt, wie sich leicht mikroskopisch

nachweisen lässt, von dem mit Zunahme des feinen Korns gleichzeitig immer häufigeren Auftreten des Augits her. Die einzelnen Gemengtheile, wie Augit, Orthoklas und auch der Wollastonit, lassen sich in den grobkörnigeren Handstücken schon makroskopisch leicht bestimmen. Der Augit ist in einigen dieser feinkörnigen Gesteine (14, 49, 39, 48, 3) in grossen unregelmässigen Individuen und Säulchen ausgebildet, in anderen (48, 39, 6, 38) jedoch in Form kleiner, oft recht gut ausgebildeter Kryställchen und Säulchen, wie in zwei im westlichen Theil der Syenitregion geschlagenen Stücken (39, 5) (Taf. VI, Fig. 4) zu sehen ist, in welchen dieselben mitunter eine recht deutliche Mikrofluctuationsstructur hervorrufen, oder auch an den Enden stets ausgefasert (48) sind (Taf. V, Fig. 6) Wie erwähnt, verleiht der Augit den Gesteinen ihre Farbe, da Erzkörner mikroskopisch überaus selten nachweisbar sind. In den optischen Eigenschaften stimmt der Augit dieser Gesteine vollständig mit dem oben beschriebenen überein, zeigt kräftigen Pleochroismus und durchwegs in den Längsschnitten eine sehr geringe Auslöschungsschiefe. Eine Art zonalen Wachsthums und Corrosionserscheinung wurde an einer grösseren Augitsäule in einem Gestein (39) vom westlichen Theil dieses Syenitplateaus beobachtet. Um einen grösseren, gelblich-grünen Kernkrystall zeigte sich eine Zone bläulichgrüner Augitkorn-Aggregate, welche wieder von einer zusammenhängenden Augitschale umschlossen wird. Es macht den Eindruck, als ob der gelblichgrüne Kernkrystall corrodirt, in Körner aufgelöst und schliesslich beim Erstarren von einer neugebildeten Augitschale umschlossen worden wäre. Auch grosse Concretionen von Augit sind unter dem Mikroskop beobachtet worden (38, 49).

Den Hauptbestandtheil dieser Gesteine bildet der Orthoklas, der unter dem Mikroskop leicht von den anderen Bestandtheilen unterschieden werden kann, da er stets in trübe winzige Körnchen zersetzt und meistens in grossen, plattenförmigen Krystallen und Zwillingen nach dem Carlsbader Gesetz ausgebildet ist. Nächst diesem scheint der Menge nach der Nephelin aufzutreten, theils in frischen, theils in zersetzten Krystallen und Körnern, deren Grösse eine sehr schwankende ist, von 2 Millimeter bis 1 Millimeter, bis zu winzigen Individuen, die dann meistens, besonders reichlich in einem zwischen Poços und Cidade de Caldas vorkommenden Gestein (14) in Augit und Orthoklas eingeschlossen sind. In den grösseren Individuen zeigt sich meistens

der Beginn der Zersetzung, wobei die Nephelinindividuen faserig wurden und ein rauhes Aussehen erlangten; Umwandlungsproducte jedoch, wie sie in den grobkörnigen, lichten Nephelinsyeniten häufig gefunden wurden, konnten hier nicht beobachtet werden. In einem Gestein (39, Tafel VI, Fig. 4) vom westlichen Theile des Plateaus, sowie in dem von Poços de Caldas (6) sind die Nepheline viel kleiner und frischer, lassen sich jedoch leicht von den ebenfalls winzigen Orthoklasen durch die Form der Durchschnitte und den Mangel an Zersetzungserscheinungen unterscheiden. In einem anderen Handstück (38), ebenfalls von Campos de Caldas, hat die Feinkörnigkeit so zugenommen, dass man die einzelnen im Dünnschliffe farblosen Gemengtheile, Orthoklas und Nephelin, sehr schwer von einander unterscheiden kann. In Salzsäure löst sich dies Gestein zum grössten Theile unter Ausscheidung von gelatinöser Kieselsäure.

Um den Nephelingehalt dieser feinkörnigen Nephelinsyenite sicher nachzuweisen, wurde eine Partialanalyse vom Gestein Nr. 38 ausgeführt; diese ergab:

	I.	II.
SiO_2	47·31 [1])	56·86
Al_2O_3	24·19	15·55
Fe_2O_3	3·40	8·47
CaO	2·80	1·90
MgO	0·22	0·28
K_2O	5·48	14·63
Na_2O	13·75	1·93
Glühverlust	2·86	
Summe	100·01	99·62

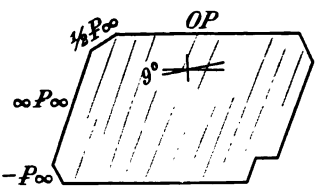
Unter I. ist die Analyse des mit Salzsäure aufgeschlossenen (Löslich), unter II. die des unaufgeschlossenen (Unlöslich) Theiles angegeben. Löslich waren 49·84 Procent des ganzen Gesteins. Wie ersichtlich, hat das Lösliche fast das ganze Natron, das Unlösliche fast das ganze Kali enthalten. Ersterer Theil entspricht dem Nephelin, der zweite dem Orthoklas sammt dem wohl spärlich vorhandenen Augit.

Schliesslich verdient noch erwähnt zu werden, dass einzelne Nephelinkrystalle in zwei Handstücken (39, 14) von derselben

[1]) Eine zweite Bestimmung der im löslichen Theile enthaltenen Kieselsäuremenge, welche ebenfalls von der k. k. geologischen Reichsanstalt ausgeführt wurde, ergab 52·50 Procent Unlösliches und 20·45 Procent SiO_2, was auf 100 berechnet 43·06 Procent SiO_2 im Löslichen gibt.

Herkunft zahlreiche rundliche Erzkörner eingeschlossen führen, was denselben ein aussergewöhnliches Aussehen verleiht.

An den Nephelin schliesst sich der Menge nach der Wollastonit an, der schon oben bei der Beschreibung des ersten Gesteines (18) von der Serrá do Selado erwähnt wurde und auch in allen diesen feinkörnigen dunklen Gesteinen mehr oder minder häufig auftritt. Schon makroskopisch im Handstücke, und noch besser an den dünngeschliffenen, noch nicht fertig präparirten Blättchen, lässt sich der Wollastonit sofort von allen übrigen Gemengtheilen an seiner hellweissen Farbe im auffallenden Lichte wie an seiner faserigen Beschaffenheit unterscheiden. Besonders reichlich tritt er in einem (14, Taf. VI, Fig. 1) dieser Gesteine, das zwischen Poços und Cidade de Caldas geschlagen wurde, auf, wo einzelne kleine Wollastonitkörnchen behufs chemischer Prüfung vermittelst eines sehr feinen spitzigen Meisselchens aus dem Stück isolirt werden konnten. In einem Dünnschliffe dieses Gesteins, der mit Salzsäure geätzt wurde, verschwand der Nephelin schon bei der ersten Aetzung; beim Kochen in verdünnter Säure verschwand der Wollastonit ebenfalls völlig. In diesem dickeren Schliff zeigte der Wollastonit auch viel lebhaftere Interferenzfarben als gewöhnlich, nämlich grüne und rothe.



Der Wollastonit erscheint fast durchwegs in verhältnismässig grossen unregelmässig säulenförmigen Individuen, die eine ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel der Längsaxe, und dann auch stets lebhafte Interferenzfarbe und gerade Auslöschung zeigen; Durchschnitte mit rechtwinklig gekreuzten Spaltrissen sind bei weitem seltener. Häufig zeigte er sich jedoch skeletartig ausgebildet in anderen Präparaten (5, 39), was eine Folge der zahlreichen Einschlüsse ist.

Zum Theil erscheint er auch (49), besonders wenn er in grossen Individuen auftritt, mit den anderen Gemengtheilen pegmatitartig verwachsen (Taf. VI, Fig. 1). Regelmässige Krystalldurchschnitte sind äusserst selten; ausser dem in Taf. VI, Fig. 3 abgebildeten fand ich noch einige andere Durchschnitte in einem anderen Präparat, von welchem einer in der nebenstehenden Figur wiedergegeben ist.

Im optischen Verhalten stimmt dieser Wollastonitkrystall vollständig mit dem zuerst beschriebenen überein. Zwillingsbildungen,

welche sonst beim Wollastonit sehr häufig sind, wurden hier nur in einem Falle beobachtet, wo ein längerer säulenförmiger Durchschnitt sich nach dem bekannten Gesetz, Zwillingsebene $\infty P\bar{\infty}$, verwachsen zeigt; die Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsnaht war in diesem Durchschnitte 25°. Das Hauptindividuum blieb dunkel, da es fast senkrecht auf eine optische Axe geschnitten ist. Dispersion wurde auch beobachtet: innere Färbung der Hyperbel bläulich. Der scheinbare Winkel der optischen Axen wurde vermittelst eines Mikrometeroculars an Durchschnitten senkrecht zur ersten Mittellinie im Dünnschliffe gemessen und, da die Schnitte nicht vollkommen genau senkrecht zur ersten Mittellinie sind, zwischen 65°—70° gefunden. Die Doppelbrechung ist schwach und in diesem Durchschnitte positiv. Dispersion der Axen ziemlich stark, und zwar in diesem Schliff $v < \rho$, weshalb auch Durchschnitte senkrecht zur ersten Mittellinie zwischen gekreuzten Nicols stark bläulichgraue Interferenzfarbe, ganz ähnlich wie gewisse Zoisitquerschnitte, zeigen. Der Wollastonit ist in diesem Gesteine ähnlich wie in dem von Törnebohm beschriebenen Nephelinsyenit von Alnö ganz bestimmt ein primärer Gemengtheil und kein Einschluss, Contact- oder Zersetzungsproduct.

Von accessorischen Gemengtheilen wären folgende zu erwähnen: Titanit, mehr oder minder häufig, in stark pleochroitischen Körnchen und Krystallen; Epidot, ebenfalls nicht selten in langen Säulchen und Aggregaten kleiner Nädelchen, besonders in denjenigen Gesteinen, in denen die Zersetzung mehr fortgeschritten ist. So fand sich in dem Gestein Nr. 39 vom Westen des Plateaus von Caldas ein schon makroskopisch sichtbares Säulchen von citrongelber Farbe, welches wohl als Epidot zu deuten sein dürfte. Vergl. Taf. VI, Fig. 4. Es zeigt gerade Auslöschung, charakteristische Spaltrisse, sehr lebhafte Interferenzfarben und kräftigen Pleochroismus: dunkelgelb, wenn die Säulen parallel, und hellgelb, wenn sie senkrecht zur Schwingungsrichtung des Polarisators stehen.

Allerdings ist die Aehnlichkeit dieses Kryställchens mit dem Låvenit, der erst kürzlich wieder von G. Gürich[1]) studirt wurde, eine sehr grosse; die Farbe ist jedoch eine andere, wie die des in unseren Nephelinsyeniten ebenfalls in Körnern vorkommenden Låvenits. Ausserdem geht auch aus der Beschreibung Gürich's wieder

[1]) G. Gürich, Beiträge zur Geologie von Westafrika. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXXIX, 1. Heft, 101.

hervor, dass der Låvenit bezüglich der Krystallform, optischen Eigenschaften und Zwillingsbildung überaus dem Epidot ähnlich ist. Meiner Meinung nach ist eine Unterscheidung beider nur auf chemischem Wege möglich. Sehr spärlich treten Biotitblättchen, noch seltener Erzkörner auf. Besondere Erwähnung verdienen zwei accessorische Minerale, die in einem unmittelbar bei Poços de Caldas geschlagenen Gestein (6) vorkommen, ein hellgelbes und ein dunkelbraunes Mineral, beide optisch-zweiaxig und kleine unregelmässige Körner bildend. Taf. VI, Fig. 2. Das eine von hellgelber Farbe, erscheint in unregelmässigen und zackigen, an Einschlüssen reichen Körnchen von höchstens 0·16 Millimeter Durchmesser, und besitzt einen ziemlich kräftigen Pleochroismus. welcher zwischen hell und dunkelgelb schwankt. Das Mineral hat ausserdem noch äusserst lebhafte Interferenzfarben, unterscheidet sich aber in der Farbe ganz gut von dem ebenfalls in diesem Gestein auftretenden Epidot, was schon oben hervorgehoben wurde. Es dürfte dieses Mineral, welches nicht näher und eingehend untersucht werden konnte, sicherlich mit dem von F. F. Graeff[1]) ebenfalls in einem Nephelinsyenit der Serra de Tinguá aufgefundenen und beschriebenen Mineral identisch sein. Andererseits gleicht es auch sehr dem im Eläolith-Syenit von Brewig in grösserer Menge vorhandenen Eukolith; die Untersuchung in convergentem polarisirten Licht würde Aufschluss gegeben haben, ob unser Mineral mit dem einen oder dem anderen erwähnten ZrO_2-reichen Mineral übereinstimmt. Dieses feinkörnige Låvenit führende Eruptivgestein wurde ebenfalls einer chemischen Analyse unterzogen und ergab folgende Zusammensetzung:

SiO_2	53·10
TiO_2	0·81
Al_2O_3	22·50
Fe_2O_3	5·10
CaO	2·15
MgO	0·15
K_2O	6·48
Na_2O	8·49
Glühverlust	1·65
Summe	100·43

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1887, I, 203.

Aus dieser Analyse, welche sehr gut mit denen der übrigen Nephelinsyenite wie Nr. 21 übereinstimmt und ganz einem Gemenge von Orthoklas, Nephelin und Augit entspricht, geht hervor, dass die mit dem Mikroskop ausgeführten Bestimmungen bezüglich des Vorkommens von Nephelin in diesen überaus feinkörnigen Gesteinen ganz richtige waren. Auffallender Weise gelang es auch mir nicht, die ZrO_2 quantitativ in diesem Gestein nachzuweisen, wohl aber wurde eine sehr deutliche Reaction auf ZrO_2 nach der Methode von Hermann [1]) erhalten. Die TiO_2 liess sich nach der von A. Knop [2]) angegebenen Methode auch hier quantitativ bestimmen, sie dürfte jedoch, in Erwägung, dass es kein *Ti*, sondern ein *Zr*-Mineral ist (vgl. Auszug in Groth's Zeitschrift für Kryst. 10, 503), nicht auf den Låvenit, sondern auf den ebenfalls in diesem Gestein häufigen Titanit zurückzuführen sein.

Auffallenderweise jedoch gibt Graeff als Bestätigung, dass der Låvenit von der Serra de Tinguá mit dem von Brögger [3]) beschriebenen identisch ist, den chemischen Nachweis von TiO_2 an, während nach dem mir zu Gebote stehenden Referate von Brögger bei der Analyse keine TiO_2, sondern 31·65 ZrO_2 gefunden wurden.

Leider war mir die Original-Abhandlung von Brögger nicht zugänglich, so dass ich mich hätte überzeugen können, ob das Mineral reichlicher ZrO_2 oder TiO_2 enthält. Das zweite kastanienbraune Mineral wird im Dünnschliffe sehr schwer durchsichtig, zeigt keinen Pleochroismus, nicht sehr lebhafte Interferenzfarben, stimmt in den übrigen Eigenschaften mit den beschriebenen Låvenitkörnern überein und dürfte sicherlich auch ein Mineral dieser Gruppe sein, da Brögger (ibidem) ausdrücklich angibt, dass die Farbe desselben zwischen dunkelkastanienbraun bis weinhellgelb schwankt. Eine nähere Bestimmung dieses Minerals, welches auch, aber bei weitem seltener, im Gestein (5) einer kleinen, nicht weit von dem Berg Caracol gelegenen Kuppe vorkommt, war leider nicht möglich.

[1]) Journ. f. prakt. Chemie, Bd. 97, 1866, pag. 337 ff.

[2]) Groth's Zeitschrift f. Kryst. Bd. X, pag. 67—70.

[3]) W. C. Brögger, Vorläufige Mittheilungen über zwei neue norwegische Mineralien, Låvenit und Capellinit (Geol. För. Förh. 7, pag. 598—600). Zeitschr. f. Krystallographie etc. 1885, X, pag. 503. Vergl. Gürich's Beiträge zur Geologie von Westafrika. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft. XXXIX. Bd., I. Heft, 102.

c) Dichte und porphyrische Nephelingesteine.

Auch dichte porphyrische Varietäten der oben beschriebenen Gesteine haben eine grosse Verbreitung in dem Plateau von Caldas. Zwei mitgebrachte Stücke (Nr. 54 und 17) der Umgebung von Poços de Caldas sind dichte compacte Gesteine, welche in frischem Zustande grünlichschwarz aussehen, einen flachmuscheligen bis splitterigen Bruch und wie die Phonolithe, denen sie überhaupt sehr ähnlich sind, eine grosse Neigung zu plattenförmiger Absonderung besitzen, auch beim Schlagen in grösseren Stücken wie diese einen hellen Klang geben. Die Mikrostructur dieser Gesteine weicht sehr von derjenigen der oben beschriebenen, aus derselben Gegend stammenden körnigen und dunklen Gesteine ab, da in ersteren, abgesehen von der bei Weitem grösseren Feinkörnigkeit, manchmal, wenn auch recht spurenhaft, eine farblose isotrope Basis dazwischen steckt. Nephelin und Orthoklas, welche die farblose Grundmasse bilden, lassen sich von einander äusserst schwer trennen, da ihre Individuen für die optische Bestimmung viel zu winzig sind. Auf das Vorhandensein des Nephelins jedoch weist der grosse Procentsatz des in Salzsäure löslichen Theils hin. Auch die lichtgrünen Augitsäulchen und Körnchen erreichen höchstens eine Grösse von 0·04 Millimeter. Andere accessorische Gemengtheile sind, abgesehen von verhältnismässig spärlich sich findenden Erzkörnchen, nicht vorhanden. Hin und wieder erscheinen (so im Gestein Nr. 54, ganz ähnlich wie in dem schon besprochenen Nr. 18 und 21) etwas grobkörnigere Ausscheidungen von gleicher mineralischer Zusammensetzung, wie sie das Gestein selbst besitzt. Ausserdem zeigen sich in diesem Gestein vereinzelt verhältnismässig grosse Einsprenglinge, rechteckige und kreisrunde farblose Durchschnitte, die jedoch zwischen gekreuzten Nicols als ein Aggregat farbloser doppelbrechender, graue Interferenzfarbe besitzender Nädelchen sich ausweisen; möglicherweise liegen in diesen zeolithisch umgewandelte Durchschnitte grösserer Nephelin-Einsprenglinge vor. Erwähnenswert ist noch das Auftreten farbloser secundärer, äusserst schmaler Quarzäderchen (Nr. 17), die schon makroskopisch zu beobachten sind und sich auch häufig gegenseitig durchsetzen und verwerfen. Unter dem Mikroskop zeigen sich diese kleinen Adern bald von einem Aggregat winziger unregelmässiger Körnchen erfüllt, bald sind die letzteren ganz regelmässig

aggregirt, indem ein längliches Quarzkorn sich in der Richtung der Ader unmittelbar an das andere anschliesst. Im letzteren Falle zeigen sich ausserdem die dem Quarzäderchen benachbarten Partien der Grundmasse ebenfalls von Quarzmasse imprägnirt, und zwar ganz ähnlich wie in dem von Törnebohm[1]) zuerst beschriebenen Quarzitsandstein, nämlich so, dass immer die links und rechts von einem Quarzindividuum der Ader liegenden imprägnirten Partien der Grundmasse gleiche optische Orientirung besitzen, wie das Quarzindividuum selbst (vergl. Taf. VI, Fig. 6).

Noch ausgesprochener ist der porphyrische Charakter in dem dichten Gestein des Berges Caracol, welches Vorkommen nicht allein deswegen von grossem Interesse ist, weil es unmittelbar neben der Nephelinsyenit-Region vorkommt und den grössten Berg des Plateaus von Caldas bildet, sondern auch deshalb, weil es mit dem schon von A. v. Lasaulx[2]) beschriebenen Gestein des Berges Itatiaia, der höchsten Spitze der brasilianischen Hochebene, eine überaus grosse Aehnlichkeit besitzt. Lasaulx beschrieb die ihm zur Untersuchung gegebenen Gesteine von Itatiaia wie folgt:

„Der Eläolithsyenit ist ein feinkörnig granitisches Gestein und weist folgende Gemengtheile auf: Orthoklas, Plagioklas, Hornblende, Augit, Eläolith, Biotit und Titanit. Der Eläolith erscheint in nur 1—2 Millimeter dicken, kurzen hexagonalen Prismen von röthlicher Farbe und zeigt sich unter dem Mikroskope durch Zersetzungsproducte getrübt. Er ist nur spärlich vorhanden. Hornblende und Augit erscheinen in der Regel mit einander so verwachsen, dass ein Kern von grünem, nicht pleochroitischem Augit von brauner, stark pleochroitischer Hornblende, meist mit parallel gestellten Verticalaxen, umsäumt ist. Die Hornblende ist aber hier nicht aus der Umwandlung von Augit hervorgegangen, also nicht uralitisch, sondern primär wie der Augit. Titanit ist ziemlich reichlich vorhanden, schon makroskopisch sichtbar und von honiggelber Farbe, im Dünnschliff fast farblos, pleochroitisch, aber mit scharfen Umrissen versehen. Biotit ist vereinzelt."

„Der Eläolithporphyr führt in einer makroskopisch dicht hornsteinartig aussehenden und splittrigen Grundmasse von graugrüner

[1]) A. E. Törnebohm, Geol. Fören i Stockholm, Förhandl. III. Nr. 35, 1876, pag. 217.

[2]) Sitzungsbericht der niederrheinischen Gesellschaft in Bonn. Sitzung vom 6. Juli 1884, pag. 231.

Farbe kleine porphyrisch ausgeschiedene Krystalle von weissem Orthoklas (unter dem Mikroskop meist Carlsbader Zwillinge) und röthlichem Elaeolith. Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als ein mikrofelsitisches Gemenge, in dem nur kleinste Orthoklaskörnchen und Leistchen hervortreten und in welchem eigenthümlich dendritisch gestaltete Aggregate winziger Körnchen eines wahrscheinlich augitischen Minerals inneliegen. Dieselben erscheinen wie kleine isolirte knorrige Aestchen, wirr durcheinander liegend, aber gleichmässig durch die ganze Grundmasse vertheilt. Grüner Augit, braune Hornblende und Titanit fehlen auch in diesen Gesteinen nicht. Die sechsseitigen basischen Querschnitte von Elaeolith sind hier ziemlich frisch. Amorphe Basis scheint nicht vorhanden zu sein oder ist nur sehr sparsam in der mikrofelsitischen Grundmasse versteckt. Wahrscheinlich enthält die Grundmasse aber auch Nephelin. Jedenfalls liegt hier eine echt porphyrische Ausbildung des Elaeolithsyenites vor."

Das mir zu Gebote stehende Handstück ist nicht mehr ganz frisch, von grauschwarzer Farbe und splitterigem Bruch. Ganz vereinzelt sieht man grössere verschiedene Orthoklaskrystalle eingesprengt. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine mikrofelsitische Grundmasse, bestehend aus grauen winzigen Fäserchen und Körnchen, in welcher trübzersetzte Orthoklasleistchen und farblose Körnchen stecken. Wegen der grossen Löslichkeit dieses Gesteines in Salzsäure ist die Anwesenheit von Nephelin in dieser Grundmasse wohl sehr wahrscheinlich. Einen hervorragenden Antheil an der Zusammensetzung der Grundmasse nimmt jedoch der Augit, welcher hier ganz übereinstimmend mit dem Vorkommen in dem Gestein von Itatiaia in überaus zierlichen dendritischen Aggregaten und fächerartig gruppirten Nädelchen auftritt Auch hier treten in der Grundmasse grössere Einsprenglinge eines farblosen getrübten Minerals auf, welches sich zwischen gekreuzten Nicols als isotrop erweist und lebhaft polarisirende Blättchen eingeschlossen enthält. Ob in diesen, ganz analog den grösseren, jedoch frischen Einsprenglingen des Gesteins von Itatiaia Nephelindurchschnitte vorliegen, lässt sich nicht entscheiden, ist aber bei der überraschend ähnlichen Ausbildung beider Gesteine sehr wahrscheinlich. Vgl. Taf. VI, Fig. 5.

II. Quarz-Augitdiorit.

In der Nähe von Monte-Santo läuft von Osten nach Westen ein einige Meilen langer gestreckter Bergzug von circa $^1/_2$ Meile Breite und mittlerer Höhe, der bis nahe dem Fluss Rio-Pardo sich hinzieht; er besteht aus einem von den bisher beschriebenen Gesteinsvorkommen sehr verschiedenen Gesteine, welches einer eingehenderen Beschreibung würdig ist. Anfangs geneigt, diesen stockförmigen Bergzug für eine Einlagerung der Urgneissformation zu halten und so sein Gestein als eine Varietät des Gneisses (Augitgneiss) zu bezeichnen, kam ich jedoch zur Annahme des anogenen Ursprungs desselben, weil dafür, wenn auch keine scharfen Beweise, doch verschiedene Umstände sprechen, nämlich das Fehlen der Schichtung, der massige Charakter des Gesteins, das Fehlen der Uebergänge in den angrenzenden Gneiss, die grosse Mächtigkeit des scharf vom Gneiss abgegrenzten Gesteins und endlich der Zusammenhang mit anderen dort sehr verbreiteten Eruptivgesteinen, Diabasen und Melaphyren, die jenseits des Rio-Pardo den Hauptbestand derjenigen Kette bilden, die weit in die Provinz St. Paulo sich hineinstreckt und so aussieht, als wäre sie die Fortsetzung des eingangs erwähnten, von diesem blos durch den Fluss getrennten Bergzuges.

Das erwähnte, nahe an Monte-Santo anstehende massige Gestein ist demnach wohl besser als Diorit zu bezeichnen. Es ist ein schwärzlich-grünes, krystallinisches Gestein, mittelkörnig, auf der Bruchfläche splittrig und im Allgemeinen stark fettglänzend. Die einzelnen Gemengtheile lassen sich mit blossem Auge nicht scharf trennen, man sieht aber deutlich, dass die Hauptmasse aus Feldspathkörnern und aus einem grünlich-schwarzen Mineral der Pyroxen-Amphibol-Familie besteht. Eingesprengt kommen accessorisch viele kleine glänzende Pyritkörner vor, die in dem ganzen Gestein zerstreut sind und sofort auffallen. In grossen Blöcken und theilweise in ausgewählten Handstücken sieht man fettglänzende bandartige Absonderungen von grünlich-weisser Farbe, die sehr hart sind und dem Gestein ein eigenartiges Aussehen geben; dazu gesellen sich sehr auffällig grosse Flecken, die im Gestein sehr verbreitet sind und gerade so aussehen, als ob dieselben von darauf gegossenem Petroleum herrührten. Grosse Stücke, ja sogar grosse Blöcke, welche zerschlagen und gesprengt wurden, zeigen, dass dies keine ober-

flächliche Beschaffenheit, sondern eine Eigenthümlichkeit des Gesteins selbst ist. Es erinnert an das Vorkommen von Elaeolith, welcher jedoch bei näherer Untersuchung nicht gefunden worden ist. Diese Partien verdanken ihre Farbe dem reichlicheren Auftreten des fettglänzenden Quarzes und des grünlichen glasglänzenden Plagioklases. Mikroskopisch wurde in diesen Partien auch Apatit häufiger nachgewiesen; eine genauere Erklärung dieser Erscheinung vermag ich nicht zu geben. Dies Gestein verwittert sehr schwer, ist sehr hart und sehr splittrig.

Unter dem Mikroskop fällt bei Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols sofort auf, dass das Ganze vollkommen gleichmässig körnig ist. In erster Linie nehmen an der Zusammensetzung dieses Gesteins Plagioklas und Quarz theil. Als weitere Hauptgemengtheile finden sich ziemlich viele lichtgrüne Pyroxene, untergeordnet treten noch dunkelgrüne Hornblendekörner und Magnesiaglimmerblättchen, in manchen Partien des Gesteins relativ viel Skapolith, accessorisch endlich Apatit, Magneteisen und Eisenkies auf.

Quarz. Der Quarz lässt sich leicht von den ebenfalls ganz frischen Feldspathkörnern durch Anwendung parallel polarisirten Lichts unterscheiden, da letztere fast durchwegs Zwillingsstreifung zeigen. Die Quarzkörner haben auch ein viel frischeres Aussehen, und sind, abgesehen von Flüssigkeitseinschlüssen, vollständig frei von Interpositionen und von unregelmässigen Rissen durchzogen. Körner, welche zwischen gekreuzten Nicols bei totaler Horizontaldrehung vollständig oder beinahe dunkel bleiben, zeigen in convergentem polarisirten Lichte das Interferenzkreuz einaxiger Körper, an welchem sich mit dem Viertelundulationsglimmerblatt leicht der positive Charakter der Doppelbrechung nachweisen lässt. Die Quarzkörner zeigen auch stets viel lebhaftere Interferenzfarben als die Feldspathkörner, meistens gelb.

Plagioklas. Die Plagioklaskörner sind fast durchwegs polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetze; sehr häufig findet sich mit diesem das Periklingesetz, Drehungsaxe und Makrodiagonale vereinigt, wodurch eine rechtwinkelig gekreuzte Zwillingsstreifung hervorgerufen wird. Durchschnitte, welche keine Zwillingsstreifung aufweisen, können leicht für Orthoklas gehalten werden, sind aber nur Durchschnitte parallel *M* des Plagioklases, worauf einestheils die Einschlüsse, anderntheils das schattenhafte Auftreten von Zwillings-

streifen in Schnitten, die nur ganz wenig gegen *M* geneigt sind, hinweisen. Es finden sich nämlich in allen Feldspathkörnern dieselben Einschlüsse, und zwar farblose höchstens 0·006 Millimeter breite und 0·048 Millimeter lange spindelförmige, nicht näher beschreibbare Stäbchen, die sehr regelmässig in zwei unter einem Winkel von circa 120° sich kreuzenden Richtungen ihrer Längsaxen im Feldspath eingewachsen sind und höchst wahrscheinlich mit dem Beginne der Zersetzung zusammenhängen, da sie sich besonders häufig auf den Spaltrissen des Feldspathes zeigen. Aehnliche Einschlüsse finden sich ja häufig in anscheinend ganz frischen Plagioklasen, insbesondere in den nordischen Gabbros.

Pyroxene. Taf. V, Fig. 1. Die lichtgrünen Pyroxene treten in unregelmässigen säulenförmigen Individuen auf, und es lassen sich sofort leicht monokline und rhombische Glieder dieser Gruppe unterscheiden. Bald kommen monokline, bald rhombische Pyroxene häufiger vor; der rhombische Pyroxen zeigt einen äusserst lebhaften Pleochroismus, ganz entsprechend dem der eisenreichen Hypersthene, und besitzt ebenfalls wie der monokline eine prismatische Spaltbarkeit. Alle pleochroitischen Pyroxene löschen gerade aus; ein Theil der Längsschnitte wird grün, sobald die Spaltrisse parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators gestellt werden, und senkrecht darauf gelb; andere Längsschnitte wieder zeigen bei ersterer Stellung gleichfalls grün, senkrecht darauf aber roth. Die Axenfarben dieses rhombischen Pyroxenes werden demnach c-grün, b-gelb, a-roth. Ausser der prismatischen Spaltbarkeit zeigt sich bei den rhombischen Pyroxenen eine unregelmässige Querabsonderung, auf welchen Rissen dann fast immer bereits eine bastitartige Zersetzung eingetreten ist. Es ist fraglich, ob man diese Pyroxene der lichtgrünen Farbe, also ihres relativ geringen Eisengehaltes wegen als Hypersthen, mit welchen sie in ihrem pleochroitischen Verhalten vollkommen übereinstimmen, bezeichnen soll. Der monokline Pyroxen besitzt gleichfalls lichtgrüne Farbe, jedoch keine Spur von Pleochroismus und tritt ebenfalls nur in säulenförmigen Individuen auf. Ein grosser Theil der nicht pleochroitischen Pyroxen-Längsschnitte zeigt schiefe Auslöschung; beide Pyroxen-Minerale sind sonst von Einschlüssen, abgesehen von einigen Magnetitkörnern, vollständig frei; der monokline Pyroxen ist stets vollkommen unzersetzt und frei von den unregelmässigen Querrissen, wie sie der rhombische aufweist.

Eine Trennung der beiden Pyroxen-Minerale von einander behufs chemischer Partialanalyse scheint unausführbar zu sein, da beide Minerale in ihrem specifischen Gewicht sich nur ganz minimal unterscheiden dürften.

Hornblende. Die Hornblende tritt nur ganz untergeordnet in unregelmässigen dunkelgrünen stark pleochroitischen Körnern auf. Sie tritt besonders in denjenigen Partien des Gesteins häufiger auf, wo sich viel monokliner Pyroxen und reichlich Skapolith vorfindet.

Magnesiaglimmer kommt recht spärlich in winzigen unregelmässigen braunen Blättchen vor.

Skapolith. Neben den rhombischen Pyroxenen erregt insbesondere das Vorkommen des Skapoliths in diesem Gestein das grösste Interesse, umsomehr, da er in jüngster Zeit immer häufiger als Gesteinsgemengtheil aufgefunden wurde und das Auftreten desselben ein den bisherigen insofern ein vollkommen entsprechendes ist [1]), als auch hier der Skapolith mit Augit und Plagioklas associirt ist. Er findet sich jedoch in reichlicherer Menge in denjenigen Gesteinspartien, die zugleich mehr Hornblende führen. Durchschnitte des meistens in runden Körnern auftretenden Skapoliths, welche parallel $0P$ gehen und bei totaler Horizontaldrehung vollkommen dunkel blieben, zeigen in convergentem polarisirten Lichte die Interferenzfigur eines einaxigen Körpers, negativen Charakter der Doppelbrechung und rechtwinkelig sich kreuzende Spaltrisse. Die Längsschnitte haben parallele Spaltrisse, löschen gerade aus und zeigen lebhafte Interferenzfarben. Recht häufig sind Einschlüsse winziger opaker Nädelchen, welche parallel der Hauptaxe eingewachsen sind. Tafel V, Fig. 1 u. 2.

Zum Nachweis des Vorhandenseins von Skapolith wurde auch eine Analyse des löslichen Theils dieses Gesteins (22) ausgeführt, welche ergab:

---

[1]) F. Becke, Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschermak's Min. u. petr. Mitth. 1882. IV. 369 et pass. — B. Wulf, Beitrag zur Petrogr. des Hererolandes in Südwest-Afrika. — Tschermak's Min. und petrogr. Mitth. 1887, pag. 1.

SiO_2	23·73 [1])
Al_2O_3	14·50
Fe_2O_3	28·11
CaO	16·85
MgO	8·64
K_2O	3·33
Na_2O	3·84
Glühverlust	1·01
Summe	100·01

Nach Abzug des ganzen Fe_2O_3 als Magneteisen, welches das einzige sonst lösliche Mineral ist, verbleibt ein mit der Skapolithzusammensetzung ganz gut übereinstimmender Theil. Löslich waren von dem ganzen Gestein 19·337 Procent.

Von den accessorischen Gemengtheilen sind noch zu erwähnen der Apatit, welcher in charakteristischen langen Nädelchen mit basischer Spaltbarkeit oder in kurzen Säulchen mit scharfen sechsseitigen Querschnitten auftritt; ausserdem Pyrit- und Magnetitkörner und schliesslich noch winzige farblose Zirkonsäulchen, leicht kenntlich an den sehr lebhaften Interferenzfarben, der starken Lichtbrechung und der geraden Auslöschung. Der Zirkon tritt häufiger in abgerundeten Kryställchen in denjenigen Gesteinspartien auf, welche sehr wenig Skapolith und Hornblende führen. Der mineralischen Zusammensetzung nach ist dieser Diorit als quarzführender Augitdiorit zu bezeichnen, dessen Augit stellenweise durch Hypersthen vertreten ist und der Uebergänge in hornblendereichen Augitdiorit zeigt. Auch der Skapolith scheint, ganz ähnlich wie in den von Becke beschriebenen Augitgneissen, ein Vertreter des Plagioklases zu sein. Das Auftreten des Skapoliths kann nicht als Beweis für die Schiefernatur dieses, sonst den ebenfalls anscheinend massigen Augitgneissen in der Zusammensetzung sehr ähnlichen Gesteins aufgeführt werden, da dieser Gemengtheil ausser in Gabbrogesteinen

[1]) Eine zweite Bestimmung der im löslichen Theil enthaltenen Kieselsäure, welche ebenfalls von der k. k. geologischen Reichsanstalt ausgeführt wurde, ergab 81·05 Procent Unlösliches und 6·50 Procent SiO_2, was auf 100 berechnet 33·77 Procent SiO_2 im Löslichen gibt. Die grosse Differenz in dem löslichen Antheil der beiden analysirten Gesteinsproben erklärt sich wohl ungezwungen durch das auch mikroskopisch constatirte verschieden häufige Auftreten des Skapoliths.

(von Brögger) auch in unzweifelhaft eruptiven Gesteinen, den Ophiten (von Rosenbusch[1]) bereits nachgewiesen wurde.

Am besten stimmen der Beschreibung nach mit unserem quarzführenden Augitdiorit die von A. Streng und J. H. Kloos[2]) eingehend untersuchten Augitdiorite von Watab in Minesotta überein. Jedoch führen diese Gesteine keinen Skapolith und stets neben Plagioklas auch Orthoklas, was sich bei dem Vergleiche der angeführten chemischen Analysen sofort kundgibt; ganz ähnlich verhalten sich auch die quarzführenden Hypersthen-Diorite von Klausen, die ebenfalls mit unserem Gesteine in Parallele zu ziehen sind. Zur chemischen Analyse gelangte jene Varietät des Augitdiorites (2), welche keine Hornblende und nicht sehr reichlich Skapolith enthält und auf Tafel V, Fig. 1, abgebildet ist.

Die chemische Untersuchung ergab die unter I angeführten Mengen:

	I.	II.	III.
SiO_2	65·20	64·12	65·27
Al_2O_3	16·25	16·50	15·76
Fe_2O_3 . . .	5·45	2·71	1·36
FeO	—	4·26	3·14
CaO	7·55	4·76	3·70
MgO	1·87	2·34	2·14
K_2O	0·50	1·95	3·97
Na_2O	2·87	3·92	4·57
Glühverlust . .	0·65	0·73	0·42
Summe . .	100·34	101·26	100·63
		$P_2O_5 =$	0·26

Die chemische Analyse steht in recht guter Uebereinstimmung mit der mikroskopischen Beschaffenheit des Gesteins, der sehr hohe Kieselsäuregehalt, der sonst in keinem normalen Diorite so hoch steigt, rührt von dem reichlichen Vorhandensein des Quarzes her, die Kalk- und Natronmengen verweisen auf ein Plagioklasgestein, dem, des geringen Kaligehalts wegen, der Orthoklas wohl gänzlich fehlt. Die Kalkmenge ist hier des Skapolithgehaltes wegen eine verhältnismässig hohe. Zum Vergleiche wurde unter II die von C. v.

[1]) Mikroskop. Physiogr. der petr. wichtig. Mineralien. 1885, 2. Auflage, 317.
[2]) Neues Jahrbuch f. Miner. u. Geol. 1877, 231.

John ausgeführte Analyse des quarzreichen Hypersthen-Diorites [1]) vom Johannserhof bei Klausen in Tirol gestellt, welche nur insoferne kleine Abweichungen von der am brasilianischen Diorite ausgeführten zeigt, als ersteres Eruptivgestein etwas Orthoklas und keinen Skapolith führten. Unter III wurde die Analyse des erwähnten Augitdiorites von Watab aufgeführt. Im grossen Ganzen stimmen die drei, hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Hypersthen, Augit, Biotit zusammengesetzten körnigen Gesteine sehr gut überein.

III. Olivindiabas.

Zum Schlusse möge noch ein schwarzes mittelkörniges Eruptivgestein beschrieben werden, welches man wohl am besten als Olivindiabas bezeichnet und welches nicht weit vom Bahnhof Matto-Secco gangförmig auftritt. Schon bei Betrachtung mit der Lupe lassen sich leicht die einzelnen Gemengtheile dieses Gesteins erkennen: grünlichweisse Feldspathe, die sich der Zwillingsstreifung nach als Plagioklase zu erkennen geben und schwarze Augite. Unter dem Mikroskop jedoch trennen sich die Bestandtheile scharf von einander, der Menge nach folgendermassen: Die zwischen den Augitindividuen regellos zerstreuten Feldspathe sind im Dünnschliffe farblos und frisch und erweisen sich durchwegs als Plagioklase. Ihre recht scharf begrenzten Krystalldurchschnitte zeigen zwischen gekreuzten Nicols zahllose Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, nicht selten auch nach dem Periklingesetz verwachsen. Ziemlich gleich häufig wie der Plagioklas erscheint der Augit, dessen stets unregelmässige, scharfeckige, vollkommen unzersetzte Körner im Dünnschliffe mit hellbrauner Farbe durchsichtig werden und alle Eigenthümlichkeiten der monoklinen Augite, wie Spaltbarkeit, optische Eigenschaften, Zwillingsverwachsung nach $\infty P\bar{\infty}$ aufweisen. Ein weiterer Gemengtheil, der sich der makroskopischen Bestimmung entzog, ist der Olivin, dessen kleine, abgerundete Körner und Krystalle durchwegs vollständig in grünen Serpentin umgewandelt und recht häufig im Augit ebenso wie die grossen, opaken Magneteisenkörner eingewachsen sind. Als accessorische Gemengtheile wären noch: Apatit, in charakteristischen langen Krystallnadeln und, äusserst selten auftretend, winzige braune Glimmerblättchen zu erwähnen. Ganz spurenhaft,

[1]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1883, 32. Bd., pag. 651.

aber sicher nachweisbar, erscheint noch zwischen den kleinen Feldspathkrystallen mitunter farblose, durch feine Fäserchen entglaste Basis eingeklemmt. Ebenso finden sich mitunter in kleineren Feldspathdurchschnitten radialstrahlig zahllose Glaseinschlüsse vertheilt, wodurch der Feldspathdurchschnitt dann zwischen gekreuzten Nicols wie pegmatitisch verwachsen aussieht. Der vorkommenden Glasmasse nach müsste man das Gestein als Melaphyr bezeichnen; das Glas ist jedoch so spärlich vorhanden, dass man besonders in Berücksichtigung der Grobkörnigkeit des Gesteins dasselbe wohl besser als Olivindiabas bezeichnet. Mit diesem Gestein fast vollkommen übereinstimmend ist ein bräunlichschwarzes Gestein von dem Gute Ibicaba, welches v. Lasaulx kurz vor seinem Tode untersuchte und als Melaphyr bezeichnete. Es unterscheidet sich von dem oben beschriebenen durch das reichliche Vorhandensein einer zwischengeklemmten Basis, durch die bereits begonnene, viriditische Zersetzung des Augits und das viel spärlichere Auftreten des ebenfalls zersetzten Olivins.

Resultate.

1. In der Provinz S. Paulo und Minas-Geraës treten im Biotitgneisse eine Reihe von Eruptivgesteinen auf, die zum grössten Theil alte Nephelin-Orthoklasgesteine, Nephelinsyenite sind.

2. Die Nephelinsyenite zeigen alle Uebergänge von grobkörnigen in die feinkörnigen Gesteine; auch ganz dichte und porphyrische Glieder derselben sind vertreten.

3. In der mineralischen Zusammensetzung stimmen sie ganz mit den Foyaiten überein, Plagioklas fehlt jedoch gänzlich, Sodalith ist nur in einigen reichlicher vorhanden. Durchwegs führen sie als Hauptbestandtheil einen grünen Augit, der einer Sonderanalyse nach als Aegyrin zu bezeichnen ist.

4. Die Nephelinkrystalle, oft von bedeutender Grösse, zeigen sich fast stets in Zersetzung begriffen; das Product derselben ist höchstwahrscheinlich Cancrinit.

5. Als accessorischer Gemengtheil tritt noch oft und nicht allzu selten Wollastonit in Krystallen, Körnern oder langen, faserigen Säulen auf.

6. Endlich wurde in einem feinkörnigen Nephelinsyenit noch der Låvenit Brögger's in Körnchen und ein demselben verwandtes Mineral aufgefunden.

7. In den feinkörnigen porphyrischen Gesteinen ist es oft schwer, den Nephelin mittelst Mikroskop zu bestimmen, er wurde jedoch durch die chemische Analyse zweifellos und in beträchtlicher Menge in denselben nachgewiesen.

8. In Monte-Santo tritt im Gneiss in grosser Mächtigkeit ein Dioritstock auf, welches Gestein der mineralischen Zusammensetzung nach als quarzführender Augitdiorit zu bezeichnen ist.

9. Neben monoklinem Augit enthält dies Gestein auch als Vertreter desselben Hypersthen, als Vertreter des Plagioklases erscheint oft in ziemlicher Menge der Skapolith.

10. In der Zusammensetzung stimmt der brasilianische Augitdiorit sehr gut mit dem von Watab und einem Gestein von Klausen überein, abgesehen von der Skapolithführung.

11. Schliesslich ist noch das Auftreten von Olivindiabas mit sehr spärlich zwischengeklemmter Glasmasse in Matto-Secco und an vielen anderen Punkten zu erwähnen.

Die Bauschanalysen und die Bestimmungen des in *HCl* löslichen Antheils der Gesteine wurden im chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, 3 Kieselsäurebestimmungen und 1 Analyse wurden von Herrn Klopfer ausgeführt; die hier beschriebenen Gesteine wurden im mineralogischen Institut der Universität in Jena hinterlegt.

Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. 1. Plagioklas.
„ 2. Quarz.
„ 3. Hypersthen.
„ 4. Skapolith.
„ 5. Pyrit und Magnetit.
„ 6. Biotit.

Fig. 2. 1. Plagioklas.
„ 2. Quarz.
„ 3. Augit.
„ 4. Skapolith.
„ 5. Pyrit und Magnetit.
„ 6. Biotit.

Fig. 3. 1. Nephelin.
„ 2. Orthoklas.
„ 3. Augit.
„ 4. Melanit.

Fig. 4. 1. Nephelin.
„ 2. Orthoklas.
„ 3 Magnesiaglimmer.
„ 4 Cancrinit(?).
„ 5. Augit.
„ 6. Magneteisen.
„ 7. Titanit.

Fig. 5. 1. Orthoklas.
„ 2. Nephelin.
„ 3. Augit.

Fig. 6. 1. Nephelin.
„ 2. Orthoklas.
„ 3. Augit.

Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. 1. Orthoklas.
„ 2. Nephelin.
„ 3. Wollastonit.
„ 4. Augit.
„ 5. Titanit.
„ 6. Magnetit.

Fig. 2. 1. Orthoklas.
„ 2. Nephelin.
„ 3. Augit.
„ 4. Låvenit.
„ 5. Wollastonit.
„ 6. Unbekanntes 2axiges Mineral.

Fig. 3. 1. Orthoklas und Nephelin.
„ 2. Wollastonit.
„ 3. Augit.
„ 4. Titanit.
„ 5. Magnetit.

Fig. 4. 1. Orthoklas.
„ 2. Orthoklas mit Nephelin.
„ 3. Wollastonit.
„ 4. Epidot(?).
„ 5. Augit.

Fig. 5. 1. Weisses unbekanntes Mineral.
„ 2. Mikrofelsitische Grundmasse und zersetzter Orthoklas.
„ 3. Augitaggregat.

Fig. 6. 1. Grundmasse aus Augit und Feldspath.
„ 2. Imprägnation mit Quarz.
„ 3. Quarzader.

Tafel V.

Fig. 1. Augitdiorit aus Monte-Santo in gewöhnlichem Licht. Augitreiche und Skapolith-arme Varietät, pag. 350–356.

„ 2. Dasselbe Gestein zwischen gekrenzten Nicols. Skapolithreiche Varietät, pag. 353.

„ 3. Grobkörniger Nephelinsyenit vom Tunnel zwischen den Stationen Prata und Cascada.

Fig. 4. Grobkörniger Nephelinsyenit vom Thale Prata. Beginn der Zersetzung des Nephelins etc.

„ 5 Grobkörniger Nephelinsyenit von Bareirro.

„ 6. Feinkörniger Nephelinsyenit von Poços de Caldas. Orthoklas und Nephelin, in Zersetzung begriffen und schwer zu unterscheiden, Augitsäulen an den Enden ausgefasert.

Tafel VI.

Fig. 1. Wollastonitführender feinkörniger Nephelinsyenit vom Weg zwischen Poços und Stadt Caldas.

„ 2. Låvenitführender feinkörniger Nephelinsyenit von Poços de Caldas.

„ 3. Wollastonitführender feinkörniger Nephelinsyenit vom östlichen Abhang der Serra do Selado und Poços de Caldas.

„ 4. Wollastonitführender feinkörniger Nephelinsyenit mit Epidot (?) vom westlichen Theil des Plateau's von Caldas.

„ 5. Porphyrischer Nephelinsyenit mit Augitaggregaten vom Berge Caracol.

„ 6. Dichter Nephelinsyenit mit secundärem Quarzgange von der Umgebung von Poços de Caldas.

XVI. Krystallographische Untersuchung des Epidots aus dem Habach und dem Krimler Achenthale in den Salzburger Tauern.

Von **Josef Gränzer.**

(Mit Tafel VIII.)

Vor einiger Zeit wurden durch den Wiener Mineralhändler Herrn A. Otto zwei neue Fundorte von Epidot in den Salzburger Tauern bekannt; der eine befindet sich im Habachthale, der andere im Krimler Achenthale, zwei nordsüdlich streichende Querthäler des oberen Pinzgaues; zwischen ihnen liegt nur noch das Ober- und das durch reichliche Epidotfunde wohlbekannte Unter-Sulzbachthal. An erstgenannter Stelle ist Magnetit ständiger Begleiter des Epidots, an letzterer hingegen ein dunkler Pyroxen, welcher ihn in einigen Stufen fast ganz verdrängt. V. v. Zepharovich hat bereits diese prächtigen Pyroxendrusen zum Gegenstande eingehender Untersuchung gemacht und seine Beobachtungen in den mineralogischen Notizen, Nr. X des naturwissenschaftlichen Jahrbuches Lotos, 1885, mitgetheilt. Er kommt darin wesentlich zu folgendem Resultate: „Der in Form und Farbe dem Hedenbergit von Nordmarken gleichende Pyroxen erweist sich chemisch als ein eisenreicher Diopsid, welcher durch seinen Gehalt an Natron und Sesquioxyden sich den Augiten nähert; optisch wäre er bereits in die Augitreihe zu stellen." Der Epidot findet nur als Begleiter dieses Pyroxens Erwähnung, doch wird auf den grossen Flächenreichthum der kleinen Säulchen hingewiesen.

Eine Anzahl schöner Stufen beider Fundorte wurden für das mineralogisch-petrographische Institut der hiesigen Universität erworben und mir vom Herrn Hofrath Tschermak zur Untersuchung überlassen.

Die Epidotliteratur ist eine sehr reichhaltige; viele ausgezeichnete Forscher, wie Hauy, Weiss, Lévy, Marignac, Hessenberg, v. Zepharovich, v. Kokscharow sen. und jun., Descloizeaux, Becker, Schrauf, Březina, Klein, Bücking und Laspeyres

haben sich mit diesem Mineral eingehend beschäftigt. Die Benützung dieser Literatur wird wesentlich erleichtert durch die umfangreiche Arbeit H. Bücking's: „Ueber die Krystallformen des Epidot" (Zeitschr. f. Kryst. 1878, II, pag. 321—415), wo auch die Resultate der früheren Epidotforschungen sammt Quellenangabe aufgenommen sind, sowie durch Goldschmidt's „Index der Krystallformen", in welchem eine kritische Sichtung der zahlreichen Krystallformen dieses Minerales vorgenommen ist.

Die grosse Nähe des Unter-Sulzbachthales, in welchem die Knappenwand seit 1866 durch Grösse, Schönheit, Flächenreichthum und Zwillingsbildung ausgezeichnete Krystalle des genannten Minerales geliefert hat, drängte von selbst zu einem Vergleich mit den neuen Vorkommen; es war zu erwarten, wenn schon nicht dieselbe, so doch eine ähnliche Krystallform vorzufinden. Diese Erwartung fand durch die genauere Untersuchung des Krimler Epidots ihre Bestätigung, während jener aus dem Habachthale in seiner Ausbildung schon bedeutend abweicht.

Bei der überaus grossen Anzahl von Combinationen, welche bisher am Epidot bekannt geworden sind — Bücking gibt die Zahl der mit Sicherheit nachgewiesenen Formen mit 220 an, von denen freilich Goldschmidt nur 77 gelten lässt —, durfte ich kaum erwarten, noch neue Formen aufzufinden; meine Aufgabe suchte ich vielmehr darin, die vorhandenen Flächen der neuen Vorkommnisse durch Messung mit schon bekannten zu identificiren und auf etwa vorhandene, von Bücking bereits aufgefundene, von Goldschmidt hingegen derzeit noch als fraglich betrachtete Flächen zu achten. Im Anschlusse an diese Untersuchung wurde aber auch der feineren Tektonik der Krystalloberfläche, sowie dem Zusammenhange zwischen dieser und den beobachteten Reflexbildern besonderes Augenmerk zugewendet.

Die Messung wurde zum grössten Theil mit einem kleinen Fuess'schen Reflexionsgoniometer nach Wollaston (Nr. 7) vorgenommen; dasselbe besitzt ein Beobachtungsfernrohr, ist mit einer Schlittenvorrichtung behufs Centrirung versehen und gestattet die Ablesung von Minuten.

Im Nachfolgenden soll zuerst auf die Krystallform sowie auf die optischen Verhältnisse beider Epidotvorkommen näher eingegangen und das Ergebnis der petrographischen Untersuchung des Mutter-

gesteins angefügt werden; dann folgen Beobachtungen über den feineren Bau gewisser Flächen; hierauf wird die Orthodomenzone rücksichtlich der Frage nach den sicheren Flächen besprochen werden; weiter mögen die wenigen Beobachtungen über Aetzung dieses Minerals mit Flussäure Platz finden; schliesslich werden nach einer Zusammenstellung der Krystallformen, welche am Habacher und Krimler Epidot beobachtet wurden, die Resultate dieser Arbeit kurz zusammengefasst werden.

1. Krystallform und optische Verhältnisse des Epidots sowie Beschaffenheit seines Muttergesteines.

Da die Epidotkrystalle des Habach- und Krimler Achenthales eine wesentliche Verschiedenheit in ihrer Ausbildung zeigen, so ergibt sich für die Beschreibung derselben von selbst die Trennung nach den Fundorten.

A. Epidot aus dem Habachthale.

Auf den mir vorliegenden zwei Stufen ist der Epidot stets von Magnetitkrystallen begleitet; nur hie und da ist dazwischen ein apfelgrüner Diopsid bemerkbar. Die säulenförmig nach der Queraxe gestreckten Epidote zeigen eine sehr wechselnde Grösse; die Länge schwankt etwa zwischen 2 bis 8, die Dicke zwischen 1 bis 5 Millimeter. Bald sind die Säulchen parallel zur Symmetrieebene, bald senkrecht dazu längs einer Fläche der Orthodomenzone aufgewachsen; im letzten Falle kann es unter günstigen Umständen zu einer beiderseitigen Ausbildung der Individuen kommen.

Was die Krystallform selbst anlangt, so ist sie zwar bezüglich der Anzahl der gleichwertigen Flächen an verschiedenen Krystallen ziemlich constant, doch schwankt ihr gegenseitiges Grössenverhältnis bedeutend. Letzter Umstand in Verbindung mit der verschiedenen Art des Aufwachsens, und da überdies bald die linke, bald die rechte Seite des Krystalls ausgebildet ist, hat zur Folge, dass die Individuen einen sehr wechselvollen Habitus zeigen. Selbst nachdem man eine Anzahl von Krystallen durchgemessen hat, vermag man die vorhandenen Flächen eines neuen Individuums ohne Messung noch keineswegs sicher zu deuten.

Die Krystalle, von denen Fig. 1, 2 und 3 auf Tafel VIII ein auf die Symmetrieebene projicirtes Bild geben mögen, zeigen folgende Flächen:

Flächen der Orthodomenzone:		Flächen des Kopfes:	
$M = (001)$	$N = (304)$	$P = (010)$	$q = (\bar{2}21)$
$T = (100)$	$r = (\bar{1}01)$	$n = (111)$	$\varepsilon = (113)$
$\omega = (\bar{1}04)$	$l = (\bar{2}01)$	$b = (\bar{2}33)$	(213)
$\sigma = (\bar{1}03)$	$e = (101)$	$o = (011)$	$H = (\bar{7}23)$
$i = (\bar{1}02)$	$h = (201)$	$d = (111)$	$c = (311)$
$s = (\bar{2}03)$		$k = (012)$	$y = (\bar{2}11)$
		$\delta = (\bar{1}41)$	$R = (\bar{4}11)$?
		$\varphi = (\bar{1}21)$	

Das constante Auftreten von ε in Verbindung mit einer eigenthümlichen Flächenbeschaffenheit, welche später besprochen werden soll, ist besonders bemerkenswert. Um über die wichtigsten Formen eine Uebersicht zu gewinnen, empfiehlt es sich, die untersuchten Krystalle in drei Typen einzureihen, welche natürlich mehr oder weniger durch Uebergänge verbunden sind.

I. Typus. (Taf. VIII, Fig. 1.)

Bis 7 Millimeter lange und 4 Millimeter breite, wenig durchsichtige Säulchen von gelb- bis braungrüner Farbe, die meistens mit Flächen der Orthodomenzone aufgewachsen sind.

Die hierher gehörigen Krystalle lassen sich folgendermassen charakterisiren: Am Kopfe dominiren die Flächen *n*, *b*, *o*, bisweilen alle drei gleich breit, in der Regel aber von *n* gegen *o* an Breite abnehmend; die Längsfläche *P* ist sehr schmal, ε bis mittelgross, untergeordnet tritt *k* auf, während *q* und *z* entweder ganz fehlen oder nur angedeutet sind. In der Orthodomenzone treten ausser den beiden Pinakoiden *M* und *T* noch die positiven Hemidomen *r* und *l* und ein oder das andere negative Hemidoma hervor.

Auffallend ist hier die Grösse der Pyramide *b* — eine Breite von 1 Millimeter ist nichts Seltenes — während sie doch sonst eine grosse Vorliebe zur schmalen Ausbildung zeigt. Ausser den drei gemessenen Krystallen zeigen auch andere ähnlich aufgewachsene dasselbe Verhältnis. Die Flächen *n*, *b* und *o* sind glatt und geben dementsprechend schöne Reflexbilder.

Die Fläche ε, welche ich für den Habacher Epidot als sehr bezeichnend ansehen möchte, ist bisher an einzelnen Krystallen von Guttannen im Berner Oberlande, von Traversella und Ala durch Bücking, von Zermatt (?) durch v. Zepharovich und Hessenberg und an einem Krystall beobachtet worden, der nach seinem ersten Untersucher Marignac vom Vesuv stammen sollte, nach der Meinung vom Rath's aber in Zermatt oder Ala gefunden sein dürfte. Für russische Vorkommen wurde deren Vorhandensein durch v. Kokscharow constatirt. Am Sulzbacher Epidot ist diese Fläche bisher noch nicht nachgewiesen.

An zweien der gemessenen Krystalle war ε glatt und ergab zu *M* Winkel von 29° 4′ und 29° 4′, am dritten aber etwas uneben weshalb der erhaltene Winkel von 29° 16′ weniger gut mit dem berechneten Werte von 28° 57′ stimmt. Auf der einen Stufe findet sich ein ganzer Krystallstock ähnlich ausgebildeter Individuen vor, an welchem bei bestimmter Neigung sämmtliche ε-Flächen das Licht gleichzeitig reflectiren.

Besonders hervorzuheben ist noch das Vorkommen der seltenen Pyramide (213), welche die Kante ε/*T* schmal abstumpft. Sie wurde an zwei Krystallen beobachtet, an denen die Kante *M*/*T* nicht durch negative Hemidomen abgestumpft wird; jedenfalls ist ihr Auftreten auch an das Vorhandensein von ε geknüpft. An einem Krystalle konnte die Lage dieser Fläche in den beiden Zonen *[Tε]* und *[hk]* (siehe Fig. 5, Taf. VIII, welche sämmtliche an Krystallen beider Fundorte beobachteten Flächen in sphärischer Projection auf die Symmetrieebene zur Darstellung bringt) constatirt werden. Diese Fläche wurde bisher von Marignac und von v. Kokscharow nur an je einem Zermatter (?) Krystall zugleich mit ε gefunden.

An einem Krystall war eine schmale, unter dem Mikroskop uneben erscheinende Abstumpfung der Kante ε/*e* zu bemerken; der Winkel zu *e* betrug ungefähr 23° 5′; ob dies eine echte Krystallfläche war, erschien mir zweifelhaft.

Bezüglich der übrigen Flächen des Kopfes sei noch bemerkt, dass *k* gewöhnlich klein und glatt war, bisweilen aber fehlte; *q* und *z* können so geringe Ausdehnung annehmen, dass man erst dann einen Schimmer sah, wenn die Gasflamme ganz nahe vor das Goniometer gestellt wurde. Schimmermessungen wiesen darauf hin, dass bisweilen auch die Flächen *y*, *d*, ja sogar *R* angedeutet waren.

Was die Flächen der Orthodomenzone anlangt, so ist die Endfläche *M* gewöhnlich am grössten, *T* kleiner; die Hemidomen *l* und *r*, noch ziemlich breit, wiederholen sich in oscillatorischer Combination; ausserdem wurden noch die Flächen ω, σ, dann *s* und *e*, die beiden letzten an allen drei Krystallen, nachgewiesen. An einer anderen Stelle werden die Eigenthümlichkeiten dieser Zone, nämlich grosser Flächenreichthum und die dadurch bedingten verwickelten Reflexerscheinungen, im Zusammenhange besprochen werden.

II. Typus. (Tafel VIII, Fig. 2.)

Bei den Krystallen dieses Typus folgen auf ein sehr grosses *n* in der Zone zu *T* die Flächen *b, o, d* mit abnehmender Breite; in der Zone zu *M* treten die Flächen *q, z, d,* ε noch deutlich hervor; *P* bildet nur eine ganz schmale Abstumpfung der Kante *n*/*n*, während *k* beinahe verschwindet. In der Orthodomenzone sind hauptsächlich die Flächen *M, T* und *r* für den Umriss massgebend.

Fig. 2 auf Tafel VIII zeigt das Bild eines sehr schönen, nach der Querfläche *T* dicktafeligen, säulenförmigen Krystalles; derselbe ist vollkommen durchsichtig, viel lichter gefärbt als die meisten anderen; durch *M* gesehen, erscheint er lichtgrün, durch *T* gelb. *b* ist nach *n* die grösste Fläche, *q* ist sehr schmal, etwas grösser *z*; ε ist klein und nicht ganz glatt. Der Zusammenhang mit dem ersten Typus ist bei der Betrachtung der Fig. 1 und 2 leicht herauszufinden: die Flächen *b* und *o* treten nämlich hier an Grösse zu Gunsten von *n* zurück, dafür erscheinen beständig *q, z* und *d*.

In der Hemidomenzone ist an demselben Krystalle die Querfläche *T* sehr breit und glatt, dann folgen *M* und *r*, etwa von halber Breite der vorigen; ausserdem wurden die schmalen Flächen ω, σ, *i*, die etwas breiteren *s* und *N* und überdies *l, h, e,* letztere wieder von grösserer Breite, aufgefunden. Auf die zuerst von Becker aufgestellte Fläche τ, welche hier auftritt, komme ich noch zurück. In Fig. 2 konnten nicht alle Hemidomen gezeichnet werden.

Abänderungen dieses Typus werden hervorgerufen, wenn die drei vorwaltenden Flächen der Säulenzone ein anderes Grössenverhältnis annehmen. So fand sich auf der einen Stufe ein dunkler, aufrecht stehender, säulenformiger Krystall von 3 Millimeter Länge, der infolge seiner Durchsichtigkeit schönen Pleochroismus zeigte; derselbe war aber nach *r* dicktafelig, während *M* und *T* ungefähr gleiche Grösse besassen. In diesem, sowie in dem früheren Falle ist

der Querschnitt des Krystalles ein in die Länge gezogenes Sechseck mit ungefähr gleichen Winkeln. Bei anderen Krystallen tritt *r* hingegen ganz zurück, so dass sie wegen des Vorwaltens von *M* und *T* einen rhomboidischen Querschnitt annehmen.

III. Typus. (Taf. VIII, Fig. 3.)

Bezeichnend für die hier einzureihenden Krystalle ist die bedeutende, ungefähr gleiche Grösse der Flächen *n, z* und *o; b* und *q* sind schmal, ε meistens verhältnismässig gross; neben dem etwas breiteren *P* treten die Pyramiden δ und φ gut ausgeprägt auf; *k* bleibt klein, öfters ist die seltene Fläche *H* vorhanden. Der Querschnitt ist wiederum durch das wechselnde Grössenverhältnis der Flächen *M, T, r* und *l* bedingt.

Fig. 3 auf Tafel VIII gibt das Bild eines 3 Millimeter langen, ebenso breiten und 2 Millimeter dicken, in mehrfacher Hinsicht interessanten Krystalles wieder. Man sieht, wie *z* und *o* die Fläche *n* an Grösse beinahe erreichen und *b* bereits die für das Krimler Vorkommen charakteristische schmale Ausbildung angenommen hat. *q,* auf der einen Seite recht gross, auf der anderen aber schmal, zeigt in der Figur demgemäss eine mittlere Breite. Die Flächen *k* und *d* wurden nur an dem mit dem grossen Krystall parallel verwachsenen Nebenindividuum von ähnlicher Flächenausbildung beobachtet. (Gemessener Winkel $M:k$ 38° 57′, berechneter 39° 12′.) ε ist hier klein und nicht vollkommen glatt (Taf. VIII, Fig. 6).

Sehr charakteristisch für diesen Typus sind die beiden schmalen Klinopyramiden δ und φ, welche die Kante P/n abstumpfen; als Winkel zu *P* erhielt ich für δ 10° 6′, für φ 19° 50′ gegenüber den berechneten Werten von 10° 0′ und 19° 26′; wegen geringer Breite der Flächen sind die Reflexbilder stark auseinander gezogen, eine genaue Einstellung also nicht möglich. Ein anderer Reflex von gleicher Beschaffenheit ergab einen Winkel von 7° 46′ gegenüber dem berechneten von 8° 2′, welcher der Fläche $(\bar{1}51)$ entsprechen würde.

Interessant ist ferner an diesem Krystalle das Vorhandensein der jedenfalls seltenen Fläche $H = (\bar{7}32)$, welche zuerst von v. Zepharovich an Krystallen von Zermatt und Ala aufgefunden wurde. Sie ist recht breit und glatt, tritt auf beiden Seiten des Krystalls auf und liegt in den beiden Zonen *[e y]* und *[l z]*. Bei Einstellung letzterer wurde der Winkel $H:z$ gegenüber seinem berechneten Werte von 23° 36′ in beiden Fällen mit 23° 32′ bestimmt.

Zugleich tritt, in offenbarer Abhängigkeit von H, die sonst von mir nicht mehr beobachtete Fläche $c = (\bar{3}11)$, welche zugleich der Hauptzone *[n T]* angehört, als schmale Abstumpfung der Kante H/l auf; die berechneten Winkel $c:z$ und $c:T$ sind 30° 5′ und 31° 53′, die gemessenen 30° 5′ und 31° 54′. Eine Schimmermessung von 43° 24′ zu T gegenüber dem berechneten Werte von 45° 8′ würde auf die Fläche y, die an Habacher Krystallen sonst nicht beobachtet wurde, hinweisen.

In der Orthodomenzone besitzen l und r eine bedeutende Grösse, etwas schmäler ist M; dadurch kommt die sonderbare Streckung des Krystalls in der Richtung der Normalen zu M zustande: die Kante M/r wird durch ω, σ, i, die von M/T durch ein verhältnismässig breites h und ein schmäleres e abgestumpft. Auffallend ist hier das Zurücktreten der Querfläche T. Von der auch in die Figur aufgenommenen Fläche $(\bar{8}03)$ soll später gesprochen werden.

Ein anderer Krystall zeigt als grösste Fläche der Orthodomenzone M; l und r sind bedeutend schmäler, T bleibt klein; ausserdem treten ω, σ, i, s und e, h, darunter σ und h von bedeutender Breite, auf. Dieser Krystall würde gegenüber dem vorigen (Tafel VIII, Fig. 3) gleichsam zusammengeschoben erscheinen und seinen grössten Durchmesser eher in der mit M parallelen Richtung besitzen. Unter den Flächen des Kopfes tritt ε durch seine Grösse hervor, trotzdem ist sein Reflex sehr verschwommen. Zwischen l und z erscheint wieder die Fläche H in guter Entwicklung; gemessener Winkel $z:H$ 23° 39′, gerechneter 23° 36′.

Ein dritter Krystall macht auf den ersten Anblick infolge der ungefähr gleichen Grösse von M, T und r den Eindruck einer hexagonalen Säule, welche durch die beinahe gleich grossen Flächen n, o, z als gleichsam zugehöriger Pyramide abgeschlossen erscheint; q und b sind ganz schmal, k und d unscheinbar; das etwas grössere, aber matte ε besitzt als schmale Abstumpfung der Kante zu T die schon beim ersten Typus erwähnte Fläche (213); für dieselbe ist der gerechnete Winkel zu M 33° 28′, der gefundene 33° 30′. Eine Schimmermessung in der Zone *[T n]* von 23° 51′ gegenüber dem erforderlichen Werte von 24° 15′ zu T würde auf das Vorhandensein der Fläche R schliessen lassen. Auch hier treten wie an den vorigen zwei Krystallen die Flächen δ und φ schmal auf; ihre Reflexe erscheinen daher wieder verlängert. Der gerechnete Winkel $P:\delta$ beträgt 10° 0′, jener von $P:\varphi$ 19° 26′; die gemessenen Werte sind 9° 53′ und 9° 52′, beziehungsweise 19° 44′.

Noch mehrere andere Krystalle derselben Stufe besitzen eine ähnliche Ausbildung. Deutliche gröbere Zwillingsbildung wurde an diesem Vorkommen nicht bemerkt.

Bezüglich der optischen Eigenschaften ist zu erwähnen, dass die grösseren Krystalle meistens durchscheinend, manche aber schön durchsichtig sind. Im letzten Falle kommt der Pleochroismus schon bei der Beobachtung mit freiem Auge in der Verschiedenheit der Flächenfarben sehr deutlich zum Ausdruck und gibt ein willkommenes Hilfsmittel an die Hand, die beiden Pinakoide *M* und *T* zu unterscheiden. Durch *M* gesehen, erscheinen nämlich die Krystalle grün, durch *T* hingegen gelb bis grünlichgelb. An einem ziemlich genau senkrecht zur Symmetrieaxe gefertigten Schliffe wurden die Axenfarben für a = gelb, für c = grün und die Auslöschungsschiefe zu *M* mit 29° (C. Klein fand am Sulzbacher Epidot 28° 10′) bestimmt. Die Spaltbarkeit ist auch hier nach *M* sehr vollkommen, nach *T* vollkommen.

Ein nicht sehr häufiger Begleiter des Epidots ist der anfangs erwähnte Diopsid von apfelgrüner Farbe. Der grösste Krystall, etwa 2 Millimeter lang, von nicht gerade sehr guter Flächenbeschaffenheit, war überdies auf der rechten Seite durch einen angewachsenen Epidot an seiner Ausbildung gehindert, infolge dessen liessen sich, da dieses Mineral in den auf der Vorder- und Rückseite gelegenen Octanten sehr ähnliche Winkel besitzt, nicht leicht die vorhandenen Flächen des vorliegenden Krystalles identificiren. Folgende Zusammenstellung enthält die beobachteten Formen, wobei des leichteren Vergleiches wegen die Flächensymbole nach Tschermak, Descloizeaux und Miller neben einander gestellt sind:

	Tschermak	Descloizeaux	Miller		Tschermak	Descloizeaux	Miller
Pinakoide:	*a*	h_1	(100)	Domen:	*p*	a^1	$(\bar{1}01)$
	b	g_1	(010)		*z*	$e^{1/2}$	(021)
	c	*p*	(001)			e^1	(011)
Prismen:	*m*	*m*	(110)	Pyramiden:	*u*	$d^{1/2}$	(111)
	i	g^2	(130)		*o*	$b^{1/4}$	$(22\bar{1})$
	f	h^1	(310)		*s*	$b^{1/2}$	$(11\bar{1})$
		$h^{3/2}$	(510)			b^1	$(\bar{1}11)$?
						o^1	(101)?

Von diesen Flächen sind ausser den Pinakoiden die Domen ($\bar{1}01$), (011) und die beiden Pyramiden (111) und ($22\bar{1}$) recht gross; die beiden letzten, mit dem Fragezeichen versehenen Flächen sind wegen ihrer Kleinheit bei gleichzeitiger Unebenheit nicht mit hinlänglicher Sicherheit bestimmt.

Die Unterlage dieser Krystalle ist ein derbes, körniges Gemenge von Epidot und lichtgrünem Augit; stellenweise häufen sich auch Granatkörner an; nach dem Zerschlagen einer solchen Partie wurden nämlich auf der Bruchfläche kleine Kryställchen sichtbar, die sich durch Messung als dem Granat zugehörig erwiesen.

An einer Stelle des Schliffes wurde beim Epidot ziemlich grobe Zwillingsbildung nach *T* bemerkt; es waren drei ungefähr gleich grosse Individuen zu einem Zwilling verbunden, von denen das dritte im Inneren noch weitere zwei in Zwillingsstellung befindliche Partien erkennen liess. Da hierbei der Schliff zur Symmetrieebene ungefähr parallel war, trat die Spaltbarkeit nach *M* gut hervor, so dass die Zwillingsbildung einerseits an dem Winkel, welchen die Spaltrisse bildeten, andererseits an der zur Zwillingsgrenze symmetrisch gelegenen Auslöschungsschiefe mit Sicherheit erkannt werden konnte. Die dunklen Erzkörner werden von Leukoxen eingehüllt, wohl ein Hinweis, dass der Magnetit titanhaltig ist.

B. Epidot aus dem Krimler Achenthale.

Dieses Vorkommen lässt schon gegenüber dem früheren in der Paragenese einen Unterschied deutlich hervortreten; während dort Diopsid nur untergeordnet vorkam, ist hier der schwarze, hedenbergitähnliche Pyroxen ständiger Begleiter, so zwar, dass er in einigen Stufen zum Hauptmineral der Druse wird. Der Magnetit fehlt hier gänzlich, hingegen tritt Albit auf und stellenweise eine Faserhornblende, die dann die anderen Minerale wie ein Filz überzieht.

Die Grösse der wiederum nach der Queraxe gestreckten, wirr durch einander stehenden Säulchen ist wechselnd; auf den vorliegenden sechs Stufen, von denen eine beinahe ausschliesslich Epidot führt und durch besondere Schönheit sich auszeichnet, gibt es bisweilen etwas gekrümmte Krystalle von höchstens 7 Millimeter Länge und 2 Millimeter Durchmesser; Regel ist jedoch nur eine Länge von 3 bis 4 Millimetern bei einer Dicke von etwa 1 Millimeter; die kleinsten sind schon mehr oder weniger nadelförmig und viel lichter in der

Farbe. Vergleicht man eine Druse aus dem Sulzbachthale mit dem in Rede stehenden Vorkommen, so ist die grosse Aehnlichkeit in die Augen springend.

Die grössten Krystalle sind etwas getrübt, die mittelgrossen und kleinen alle sehr schön durchsichtig; der Pleochroismus ist daher sehr leicht zu beobachten; die Flächenfarbe für M ist grün, für T gelb. Da die Individuen dieses Fundortes in der Combination eine grosse Beständigkeit zeigen, so kann man einen solchen Krystall nach Anfertigung einer kleinen Skizze, da der Zweifel über die beiden Pinakoide M und T durch den Pleochroismus bereits behoben ist, rücksichtlich der vorhandenen Flächen ziemlich sicher deuten, vorausgesetzt, dass man vorher durch Messung einiger Krystalle über die Hauptzonen Klarheit gewonnen hat. Die auftretenden Flächen ordnen sich nach folgenden fünf Hauptzonen an (siehe die sphärische Projection Taf. VIII, Fig. 5):

1. Orthodomenzone:	2. Klinodomenzone:	4. Zone der verticalen Hemipyramiden:	5. Klinopyramidenzone:
$T = (100)$	$M = (001)$	$M = (001)$	$T = (100)$
$e = (101)$	$k = (012)$	$n = (\bar{1}11)$	$d = (111)$
$h = (201)$	$o = (011)$	$q = (\bar{2}21)$	$o = (011)$
$M = (001)$	$P = (010)$	$z = (\bar{1}10)$	$b = (\bar{2}33)$
$\omega = (\bar{1}04)$		$d = (\bar{1}1\bar{1})$	$n = (\bar{1}11)$
$\sigma = (\bar{1}03)$	3. Prismenzone:	$\varepsilon = (\bar{1}1\bar{3})$	$y = (\bar{2}11)$
$i = (\bar{1}02)$	$T = (100)$	$M = (00\bar{1})$	$R = (\bar{4}11)$
$r = (\bar{1}01)$	$u = (210)$		$(\bar{5}11)$
$l = (\bar{2}01)$	$\eta = (120)$		$(\bar{7}11)$
$T = (\bar{1}00)$	$P = (010)$		$(\bar{8}11)$

Ausserhalb dieser 5 Zonen:

(213)

Hiervon sind die Flächen $(\bar{5}11)$, $(\bar{7}11)$ und $(\bar{8}11)$ als neu anzusehen. Scheidet man von den angeführten Formen die Flächen $\varepsilon = (113)$ und (213) wegen ihrer Seltenheit aus, und sieht man weiter von $R = (\bar{4}11)$, $(\bar{5}11)$, $(\bar{7}11)$ und $(\bar{8}11)$ wegen ihrer Kleinheit ab, so hat man die für den Krimler Epidot charakteristischen Flächen, die an jedem untersuchten Krystalle nachgewiesen wurden. Dies sind aber auch jene Flächen, welche für das Sulzbacher Vorkommen als bezeichnend zu erachten sind, wie ein Blick auf die von Bücking

gegebene Abbildung[1]) lehrt. Wegen dieser vollständigen Uebereinstimmung in der Krystallform, soweit man nur das constante Auftreten von Flächen bei einer gewissen Grösse in Betracht zieht, konnte von einer abermaligen bildlichen Darstellung abgesehen werden; übrigens gibt Fig. 4 auf Taf. VIII, welche einen Zwilling derselben Combination darstellt, leicht eine Vorstellung von dem Aussehen dieser Krystalle.

Im allgemeinen lässt sich sagen, dass die früher als charakteristisch bezeichneten Flächen des Kopfes ein gewisses Gleichgewicht in ihrer Grösse einhalten; im besonderen ist dieselbe gemäss der durch ungleichmässige Substanzzufuhr bedingten Verzerrung wechselnd; immerhin verrathen aber gewisse Flächen die Neigung zu einer bestimmten Grössenentwicklung: so sind *n, d, o, k, z, u* von ungefähr gleicher Grösse; *η* und *y* lieben es klein zu bleiben, so dass sie öfters nur durch Schimmereinstellung nachweisbar sind, während *q* und *b* zumeist als schmale Abstumpfung der Kante *n/z*, beziehungsweise *n/o* erscheinen, in Ausnahmsfällen aber keinen merkbaren Schimmer mehr liefern.

Da nach dem eben Gesagten das Hervor- und Zurücktreten, sowie das Hinzukommen und Verschwinden einzelner der oben als charakteristisch aufgestellten Flächen keine Rolle spielt, vielmehr eine grosse Beständigkeit in der Art ihres Auftretens sich kund gibt, so konnte von der Aufstellung von Typen Umgang genommen werden, da die Verschiedenheit der Verzerrung, der einzige Anlass dazu, nicht Gegenstand des Studiums war. Man könnte allenfalls eine Anzahl von Krystallen als einen abweichenden Typus gelten lassen, bei denen die positive Pyramide *n*, wie bei vielen Sulzbachern, eine so bedeutende Grösse erreicht, dass die beiden *n*-Flächen eine lange, durch *P* abgestumpfte Kante bilden, an deren Enden die übrigen Flächen zusammengedrängt erscheinen.

Als besonders flächenreich erweist sich die Klinopyramidenzone; ausser den schon besprochenen Flächen *d*, *o*, *b*, *n*, *y* treten besonders dann, wenn *u* mit *l* in einer längeren Kante zum Schnitte kommt, so dass *y* von *T* gleichsam weggerückt erscheint, als Abstumpfung dieser Kante *u/l* noch mehrere kleinflächige Pyramiden auf (Fig. 4).

---

[1]) Groth's Zeitschr. f. Kryst. II. Bd., Taf. XIV, Fig. 2.

Unter diesen ist zunächst die zuerst von Bücking an Stiegauer Krystallen aufgefundene, auch von Goldschmidt acceptirte Fläche $R = (\bar{4}11)$ erwähnenswert. Sie tritt als sehr schmale Abstumpfung der Kante l/u, seltener der y/T auf, erreicht aber höchst selten eine solche Grösse, dass sie im Goniometer einen sichtbaren Reflex gibt, vielmehr muss man sich mit Schimmereinstellung begnügen. Da der Fehler bei solchen Messungen leicht 1° und darüber betragen kann, wie man sich durch Einstellung grösserer Flächen überzeugt, so wird man eine grosse Uebereinstimmung der folgenden Winkel nicht erwarten dürfen. An 12 gemessenen Krystallen wurde sie im ganzen 13mal beobachtet und fehlte nur einem einzigen gänzlich.

Die gefundenen Winkel sind:

24° 6′	24° 30′	24° 39′	25° 55′
24° 10′	24° 33′	25° 7′	
24° 23′	24° 35′	25° 7′	Gerechnet: 24° 15′.
24° 26′	24° 37′	25° 10′	

Mit dem grossen Fuess'schen Reflexionsgoniometer (Nr. 2) erhielt ich in einem Falle den Wert von 24° 13′; der Reflex war stark dilatirt und lichtschwach. Daraus ergibt sich, dass diese Fläche, die auch immer, wenn sie durch Schimmer angezeigt war, unter dem Mikroskop aufgefunden werden konnte, zu den wesentlichen Flächen des Krimler Epidots zu zählen ist, während sie von Bücking am Sulzbacher Vorkommen nicht zweifellos nachgewiesen werden konnte.

Nun folgt als Fortsetzung dieser Zone oft eine Fläche, welche in der Mehrzahl der Fälle auch nur eine Schimmermessung gestattet, bisweilen aber doch eine solche Grösse erreicht, dass sie einen eben noch sichtbaren Reflex liefert. Von den 12 gemessenen Krystallen wurde sie an 7 Individuen 11mal beobachtet. Die Messung ergab die Winkel zu T:

Reflexeinstellung	Schimmereinstellung	
19° 30′	19° 19′	19° 30′
19° 33′	19° 22′	19° 52′
19° 41′	19° 23′	19° 53′
19° 47′	19° 26′	

Diese Fläche, welcher das Zeichen $(\bar{5}11)$ und der gerechnete Winkel von 19° 30′ entspricht, ist als neu anzusehen; sie wurde auch

immer mikroskopisch nachgewiesen und darf demnach wohl als genügend sicher gelten; sie ist auch an dem in Fig. 4 gezeichneten Zwillinge sichtbar.

Bisweilen tritt aber noch eine kleine Fläche auf, die gewöhnlich unter dem Mikroskop parallel zur Kante mit T gerieft ist. Ich erhielt folgende Winkel:

1.	Zwilling (Fig. 4), Reflexeinstellung	14° 12′
2.	Krystall, Reflexeinstellung im kleinen Goniometer	11° 47′
	„ „ „ grossen „	11° 54′
3.	Krystall, Schimmereinstellung	12° 58′
4.	„ „	12° 3′
5.	„ „	10° 41′

An dem zuerst angeführten Zwillinge würde die Messung auf die Fläche $(\bar{7}11)$ mit dem zugehörigen Winkel von 13° 50′, an den drei folgenden Krystallen hingegen auf die Fläche $(\bar{8}11)$ mit dem berechneten Winkel von 12° 5′ hinweisen; in Fig. 4, Taf. VIII ist die Fläche $(\bar{7}11)$ auch angedeutet. Zwei Schimmermessungen von 4° 13′ und 4° 39′ würden sogar auf noch steilere Pyramiden schliessen lassen.

Ob man die zwei letztgenannten Flächen $(\bar{7}11)$ und $(\bar{8}11)$ als hinlänglich sicher annehmen kann, vermag ich nicht zu entscheiden. Soviel ist jedenfalls gewiss, dass an einzelnen Individuen zwischen T und $(\bar{5}11)$ sich noch kleine Flächen einstellen, worüber ja das Mikroskop zweifellos Aufschluss gibt; eine genaue Messung scheitert aber an ihrer Kleinheit.

Diese Zone würde demnach, da in einem Falle auch c beobachtet wurde, nächst der Orthodomenzone die flächenreichste am Krimler Epidot sein, weil sie die Flächen $T = (100)$, $d = (111)$, $o = (011)$, $b = (\bar{2}33)$, $n = (\bar{1}11)$, $y = (\bar{2}11)$, $c = (\bar{3}11)$, $R = (\bar{4}11)$, dann $(\bar{5}11)$, $(\bar{7}11)$ und $(\bar{8}11)$ umfasst.

Beachtung verdient es, dass ausser den bisher besprochenen Flächen auch ε, das für den Habacher Epidot sehr bezeichnend war, an zwei Krimler Krystallen als schmale Abstumpfung der Kante M/d sowohl durch Messung als auch durch's Mikroskop beobachtet werden konnte; in dem einen Falle ergab die Reflexeinstellung 28° 46′, in dem anderen die Schimmereinstellung 29° 16′, der berechnete Winkel ist 28° 57′. In beiden Fällen gesellt sich merkwürdigerweise die Fläche (213) hinzu, welche die Form eines

kleinen unregelmässigen Fünfeckes, begrenzt von den Flächen *M*, *e*, *T*, *d*, ε, besitzt; der Winkel zu *T*, der 42° 35′ betragen soll, wurde mit 42° 4′ bestimmt, welcher Wert wegen Kleinheit der Fläche, auf die ich erst durch's Mikroskop aufmerksam wurde, nicht genau sein kann. Keine der Flächen ε und (213) wurde bisher an Sulzbacher Krystallen erwähnt.

Auf den feineren Bau der Fläche *k* wird später eingegangen werden.

In der Orthodomenzone treten ausser den beiden Pinakoiden $M = (001)$ und $T = (100)$ beinahe an jedem Krystalle die Flächen ω, σ, *i*, *r*, *l*, *e*, seltener *h* auf (Fig. 4 und 5); ihre Breite ist verschieden. *M* ist in der Regel die grösste Fläche, *T* kann sie an Grösse erreichen; bleiben zugleich die anderen Flächen klein, so ist der Querschnitt der Säule ein Rhomboid, dessen Ecken durch Hemidomen abgerundet erscheinen. Bisweilen ist *l* von gleicher Grösse mit *M*, während die anderen Flächen stark zurücktreten; da der Winkel *M* : *l* 89° 24′ beträgt, ist der Querschnitt nahezu ein Quadrat mit gerundeten Ecken. Bei weiten am häufigsten besitzen *i* und *l* ungefähr gleiche Breite mit *M* und *T*, selten kommt dies bei *r* vor; ω, σ, *e*, *h* bleiben immer schmal und geben bisweilen einen kaum mehr wahrnehmbaren Schimmer im Goniometer. Einige andere Verhältnisse dieser Zone sollen später erörtert werden.

Die meisten Krystalle erwiesen sich bei der krystallographischen und in mehreren Fällen, wo Schliffe parallel der Symmetrieebene angefertigt wurden, auch bei der optischen Untersuchung als einfache Individuen. Doch führt die Stufe mit den schönsten Krystallen öfter Zwillinge; das Gesetz ist das bekannte: Zwillings- und zugleich Berührungsebene ist die Querfläche *T*; Fig. 4 stellt einen solchen einfachen Zwilling vor, dessen Krystallform die typische der Einzelindividuen ist. Unter 4 genauer untersuchten Krystallen, die schon bei der Betrachtung mit der Lupe die Zwillingsbildung deutlich verriethen, erwiesen sich zwei als einfache Zwillinge; die beiden anderen zeigten mehrfache Zwillingsbildung nach demselben Gesetze. Je nachdem dünne Zwillingslamellen in ungerader oder gerader Zahl den Krystall in der Mitte durchsetzen, macht er den Eindruck eines einfachen Individuums oder eines Zwillings. Einer dieser Krystalle, an dessen Kopf die Zwillingsbildung zu erkennen war, lieferte in der Orthodomenzone Winkel, welche beinahe ganz der

Reihenfolge jener an Einzelindividuen entsprach; im Mikroskop konnte man wohl die Einschiebung von Lamellen wahrnehmen, ohne aber ihre Zahl sicher bestimmen zu können. Ein entsprechend hergestellter Schliff zeigte bei der optischen Untersuchung die Einschaltung dreier scharf und geradlinig abgegrenzter Lamellen innerhalb der beiden etwa gleichen Hälften eines einfachen Individuums mit der erforderlichen Auslöschungsdifferenz von circa 6°.

An der Stelle, wo die beiden Flächen *M* zusammenstossen, wächst oft von dem einen Individuum eine Lamelle über das andere hinüber und zeigt noch einige Flächen wie *i* und *r*. Auf der entgegengesetzten Seite treffen die Flächen *i* zusammen (Fig. 4); an der Grenze beider sind gewöhnlich noch ω, σ, öfter auch *M* in sehr geringer Breite an beiden Individuen vorhanden; ω des einen und *i* des anderen reflectiren beinahe gleichzeitig, wie dies auch aus ihren Winkeln folgt.

An zwei Schliffen parallel zur Symmetrieebene wurde die Auslöschungsschiefe zu *M* mit 28° und 28° 30′ (C. Klein erhielt 28° 10′ für den Sulzbacher Epidot) bestimmt. Es wurde schon hervorgehoben, dass der ausgesprochene Pleochroismus der kleinen durchsichtigen Krystalle eine wichtige Handhabe zur krystallographischen Orientirung darbietet; als Axenfarben wurden gefunden: a = gelb bis beinahe farblos, b = gelbbraun bis dunkelgelb, c = zeisiggrün. Absorption: b > c > a. Im convergenten Lichte tritt auf *M* etwas schief gegen *T* eine Axe aus. Dispersion $\rho > v$.

Das Gestein, auf dem die Krystalle aufsitzen, ist ein Hornblendeschiefer, der durch stellenweises Ueberhandnehmen der Hornblende streifig wird. In Schliffen wurden leistenförmige, pleochroitische ziemlich parallel angeordnete Hornblendekrystalle und mehr oder weniger an Einschlüssen reicher Epidot von verschiedener Korngrösse, überdies Plagioklas und Titanit bemerkt.

Vergleicht man die Krystalle beider Fundorte bezüglich ihrer Ausbildung, so lässt sich darüber Folgendes sagen: Sowohl für die Habacher als auch für die Krimler Krystalle sind die Flächen *n*, *b*, *o*, *d* und *n*, *q*, *z*, *d* (Taf. VIII, Fig. 5), welche um das beiden gemeinsame *P* herum auf den Seiten des sphärischen Viereckes *n d n′ d′* liegen, typisch; ausserhalb dieses Viereckes sind für jene ε und mehr oder weniger *k*, für diese *k*, *y*, *R* ($\bar{5}11$) und *n* wesentlich;

innerhalb desselben ist nur η für die letzteren charakteristisch. An den Habacher Krystallen ist noch das öftere Vorkommen von mehr oder minder seltenen Flächen wie δ, φ, H, (213), c interessant, während am Krimler Epidot gleichfalls ε und (213), wenn auch vereinzelt, beobachtet wurden. In der Orthodomenzone gibt sich kein auffallender Unterschied kund.

2. Beschaffenheit der Flächen.

Im allgemeinen sind die Flächen, besonders die des Kopfes, sehr schön glatt und eben, so dass sie zur Messung geradezu einladen. Erst in jüngster Zeit hat v. Kokscharow jun. in den Materialien zur Mineralogie Russlands, VIII, pag. 43 neue Messungen publicirt und kommt zu dem Resultate, dass der Normalenwinkel $M:T$ statt des bisher angenommenen Wertes 64° 36′ nunmehr 64° 36′ 50″ betragen soll, woraus sich eine noch bessere Uebereinstimmung zwischen Messung und Rechnung ergibt. Es konnte nicht meine Absicht sein, die Messungen erfahrener Mineralogen einer Prüfung zu unterziehen, da ich als Anfänger gewiss nicht zu besseren Resultaten gekommen wäre; ich benützte daher einfach die Winkelangaben, wie sie in der Arbeit Bücking's zu finden sind.

Dieser gewöhnlich vorzüglichen Beschaffenheit der Flächen entsprechen auch die Reflexbilder bei hinlänglicher Grösse derselben. Wenn aber gewisse Flächen, wie dies bei ε an den Habacher, bei k und l an den Krimler Krystallen vorkommt, trotz ihrer Grösse constant verschwommene Bilder geben, so nimmt dies bei einem Mineral wie Epidot Wunder, und es verlohnt sich der Mühe, der Ursache hiervon nachzugehen.

Die Fläche ε an den Habacher Krystallen erscheint, mit freiem Auge oder mit der Lupe betrachtet, in der Regel eigenthümlich matt; selten ist sie vollkommen glatt und gut spiegelnd. Bringt man eine solche matte Fläche unter's Mikroskop, so treten einzelne beistrichähnliche, gegen die Kante mit e zu gekrümmte Vertiefungen hervor, die in der Nähe der Kante mit M plötzlich beginnen und daselbst ihre grösste Tiefe haben (Taf. VIII, Fig. 6). Oefter erreicht diese Fläche die beträchtliche Breite von 1 Millimeter und erscheint dann mit in der Richtung von M nach z gestreckten blattförmigen Hügeln bedeckt, welche ihrerseits wiederum zahlreiche

kleinere, längs der Kante gegen M auch einige grössere Vertiefungen der früheren Form tragen (Taf. VIII, Fig. 7, das Licht von der linken Seite einfallend gedacht). Diese Hügel dürften wohl ihre Entstehung der grossen Zahl und der verschiedenen Stärke solcher beistrichähnlicher Vertiefungen verdanken. Der Rand an e ist bei bestimmtem Lichteinfall stärker beleuchtet als das Niveau der Fläche ε, ohne gegen diese eine scharfe Grenzlinie zu zeigen; offenbar ist diese Abstumpfung der Kante ε/e eine falsche Fläche, ähnlich jenen, wie sie in Folge stärkerer Einwirkung eines Aetzmittels an den Kanten sich bilden. Im Goniometer zeigt diese Fläche in einem aufgehellten Gesichtsfelde mehrere schwer unterscheidbare Reflexbilder, wovon die seitlichen offenbar von den Seitenwänden der Hügel herrühren. Die Aufhellung des Gesichtsfeldes erstreckt sich öfters über 3°. Folgende Winkel wurden erhalten:

1.	Krystall,	ε glatt	29° 4′
2.	„	„ „	29° 2′
3.	„	„ matt	29° 5′ (Fig. 6)
4.	„	„ „	29° 16′
5.	„	„ „	28° 11′—28° 40′
6.	„	„ „	29° 30′
7.	„	„ „	27° 31′—30° 51′ (Fig. 7)
8.	„	„ „	28° 46′

Der berechnete Winkel $M:\varepsilon$ ist 28° 57′.

Das Klinodoma $k = (012)$, das Bücking am Sulzbacher Epidot in der Regel schön glatt gefunden hat, zeigt an den Krimler Krystallen ausnahmslos ähnliche verschwommene Reflexe, wie die eben besprochene Fläche ε. So gab z. B. ein und dieselbe Fläche in einem aufgehellten Gesichtsfelde für den undeutlichen Anfang- und Endreflex als Winkel mit M die Werte 39° 2′ und 41° 58′, also eine Differenz von 2° 56′; als Grenzwerte wurden gefunden 35° 11′ und 42° 35′. Eine Prüfung mit dem Mikroskop liess erkennen, dass das Niveau der Fläche etwas eingesenkt ist (Taf. VIII, Fig. 8). Richtet man nämlich den Krystall so, dass das Licht über die Kante M/k einfällt, k selbst aber nur schwach beleuchtet ist, so nimmt man an dieser Kante zuerst einen dunkleren, an der von k/o einen helleren Rand auf der Fläche k wahr; sie selbst ist mit vielen parallel zur Kante M/k gestreckten Hügelchen verschiedener

Grösse bedeckt, die unter obiger Voraussetzung auf der nach *M* abfallenden Seite stärker beleuchtet sein werden (Taf. VIII, Fig. 8).

Von besonderem Interesse aber war an Krystallen des letztgenannten Fundortes das Hemidoma $l = (\bar{2}01)$, welches unter dem Mikroskop einen wunderbaren Treppenbau offenbart, der einigermassen an Aetzfiguren erinnert (Taf. VIII, Fig. 9 bis Fig. 13). Schon bei der Messung der ersten Krystalle war mir aufgefallen, dass bei gehöriger Einstellung im Goniometer diese Fläche, mit der vorgeschlagenen Lupe angesehen, nicht ihrer ganzen Ausdehnung nach gleichmässig erglänzte, sondern vielmehr aus einer grossen Anzahl beleuchteter und dunkler Flächenelemente zu bestehen schien; bei Einstellung der Klinopyramidenzone *[T n]* wurde wiederum bei einer bestimmten Stellung ein eigenthümliches Aufleuchten längs der Kante *M/T* beobachtet. Als später einzelne Krystalle unter das Mikroskop gebracht wurden, einerseits um über etwaige Zwillingsbildung, andererseits um über die Frage, welche Flächen in der Orthodomenzone als wahre anzusprechen sind, Aufschluss zu erhalten, sah ich zufällig, wie die Fläche *T* im durchfallenden Lichte gegen *l* hin in zahlreiche Sägezähne auszulaufen schien. Ein genaueres Verfolgen dieser Beobachtung führte zur Erkenntnis, dass in die Fläche *l* viele Vertiefungen eingesenkt sind, deren Seitenwände von den benachbarten Krystallflächen *T, r, y* und wahrscheinlich auch von *R* gebildet werden.

Um eine Vorstellung von diesen Vertiefungen zu gewinnen, denke man sich längs der Kante *T/l* (Taf. VIII, Fig. 9) dreiseitige, schiefe Prismen, deren gleichschenklige Basis von der Fläche $T = 100$, deren Seitenflächen von $l = 20\bar{1}$, vom rechten $y = 21\bar{1}$ und vom linken $y = 2\bar{1}\bar{1}$ gebildet werden, herausgeschnitten; entsprechend der ungleichen Höhe dieser Prismen liegt auch die Basis *T* in verschiedenem Niveau (Taf. VIII, Fig. 9 und 10). Diese Vertiefungen machen dann den Eindruck, als ob an dieser Kante dreieckige Zähne herausgenommen wären, oder als ob die Fläche *T* in Sägezähne auslaufen würde (Tafel VIII, Fig. 10). Sowohl an der Spitze eines solchen hohlen (Fig. 9), als auch an jener eines soliden Zahnes (Fig. 10) kann sich als Abstumpfung die Fläche *l* einstellen, und so kommt es, dass nicht alle Elemente der Fläche *l* in derselben Ebene liegen. Fig. 10 zeigt, wie sich solche Vertiefungen combiniren.

Oefter werden an derselben Kante l/T noch ganz kleine, ebenso orientirte Vertiefungen sichtbar (Fig. 10 auf dem dunkleren Theile von T), wobei die wieder von y gebildeten Seitenwände die grösste Höhe in der Spitze haben, gegen l hin aber allmählig verschwinden. Unter der Voraussetzung, dass ihre Basis auch T ist, kann dies nur geschehen, wenn das Flächenstück, in das sie eingegraben sind, selbst nicht T ist; und wirklich beobachtet man unter dem Mikroskop und im Goniometer Flächenrudimente an der Kante T/l, die gegen T eine nur geringe Neigung haben und gewöhnlich keinen Reflex liefern; der Schimmerwinkel zu M ist an verschiedenen Krystallen zwischen 109° bis 111° gelegen. Dabei ist die Grenzlinie dieser Flächenstücke zu T häufig etwas gekrümmt (Taf. VIII, Fig. 10), ein Umstand, der sie wohl als falsche Fläche kennzeichnet.

Um die zweite Art von Vertiefungen (Taf. VIII, Fig. 11) zu verstehen, denke man sich aus l schotterprismenähnliche Räume, deren Basis l, deren beide Längsseiten T und r, und deren Schmalseiten die beiden y sind, herausgeschnitten. Es entstehen auf diese Weise auf l eingegrabene Rinnen von wechselnder Länge und Breite: gegen die Fläche r zu werden sie gewöhnlich schmäler und länger, setzen nur selten durch den ganzen Krystall, sondern hören vielmehr in der Nähe des Kopfes auf. Bei geringer Länge wird ihr Umriss rechteckig oder quadratisch. Selten ist die von r und T gebildete innere Kante durch l abgestumpft (Fig. 11, unten). Diese Rinnen und Zähne vereinigen sich mannigfach, wie dies aus Fig. 12 und noch mehr aus Fig. 13 ersichtlich ist, welche ein Stück der l-Fläche oben von T, unten von dem sehr schmalen r begrenzt, darstellt. Sehr schön sieht man diese Verhältnisse, wenn man den Krystall quer unter das Mikroskop in eine solche Lage bringt, dass die Fläche r das auffallende Licht reflectirt; indem dann alle r-Flächen lebhaft glänzen, ist l ziemlich dunkel, y ganz schwarz, während die T-Flächen im durchfallenden Lichte schön grün erscheinen.

Nun muss ich wohl mit einigen Worten auf die Gründe eingehen, welche mich bestimmen, die Wände dieser Zähne und Rinnen für die früher angegebenen Flächen zu halten. Dass die eine derselben y ist, geht daraus hervor, dass bei der Einstellung der Zone $[Tn]$ diese kleinen Flächen zugleich mit y des Kopfes aufleuchten, sowohl im kleinen als auch im grossen Goniometer bei genügend kleiner

Incidenz des Lichtes; auch bei der Einstellung der Zone *l y q P* ist ein solches gleichzeitiges Aufleuchten von Flächen aus den Vertiefungen mit *y* am Kopfe zu beobachten; *y* muss wegen des Zonenverbandes die Fläche *l* rechtwinklig, *T* schiefwinklig schneiden, was der Beobachtung entspricht; der Winkel, den die Schnittlinien beider *y* mit *T'* bilden, ist nach der Berechnung 57° 58′, nach directer Messung als Mittel aus 7 Beobachtungen 58° 6′. Nach Einstellung der Orthodomenzone im Goniometer erzeugten wiederum kleine Flächenelemente dieser Vertiefungen einen deutlichen Schimmer, wenn einerseits die Fläche *T*, andererseits die Fläche *r* das Licht reflectirten. Einen indirecten Beweis für die Richtigkeit dieser Deutung gibt ferner die Beschaffenheit des Reflexes von *r* und *T* in dieser Zone. Selbst dann, wenn sich *T* durch mikroskopische Prüfung vollkommen glatt erwiesen hat, demgemäss ein sehr schönes, einheitliches Bild zu erwarten wäre, treten knapp neben dem hellen Reflexe von grosser Präcision einige kleine, lichtschwache Bilder auf, die durch diese *T*-Rudimente in den Zähnen und Rinnen bewirkt sein müssen; *r* ist hingegen häufig so schmal, dass ihm ein lichtschwaches, stark dilatirtes Reflexbild entsprechen würde; statt dessen tritt beim Vorhandensein solcher Rinnen eine ganze Gruppe von theils farbigen Bildern auf. Dieselbe Deutung der Seitenwände bei diesen Vertiefungen heischt die mikroskopische Prüfung im auffallenden Lichte. Bei greller Beleuchtung kann man auch bemerken, dass ausser *y* noch ganz schmale derselben Zone angehörige Flächen, entweder *R* oder (5̄11), an den Wänden von *y* vorkommen.

Es verdient wohl hervorgehoben zu werden, dass solche Vertiefungen beinahe ausschliesslich auf die Fläche *l* beschränkt erscheinen; an vielen Krimler Krystallen sind sie sehr ausgesprochen, an anderen zum mindesten in Form einzelner Zähne und Rinnen angedeutet. Einmal zeigte auch *r*, aber weniger deutlich solche Zähne, ω hingegen Rinnen. An Flächen des Kopfes sind Vertiefungen nur ausnahmsweise in geringer Zahl vorhanden; einmal waren solche auf *q*, *z* und *d* sichtbar; die von *q* hatten einen mit den begrenzenden Kanten ungefähr parallelen Umriss, und nach dem Schimmer zu urtheilen, entsprachen die Seitenwände den Nachbarflächen. Was die Habacher Krystalle betrifft, so wurden an drei Individuen, zu denen auch der in Fig. 3, Taf. VIII abgebildete gehört, ähnliche Vertiefungen auf der Fläche *l*, wenn auch nicht von solcher Grösse und

Schönheit, aufgefunden. Sie schneiden aus *l* gleichschenklige Dreiecke, die Spitze gegen *T* gerichtet, oder gleichschenklige, langgezogene Trapeze aus; als der Orthodomenzone angehörige Seitenwände wurden wieder *r* und *T* erkannt, während jene, welche Flächen des Kopfes entsprechen, nicht bestimmbar waren, jedenfalls aber nach ihrem schiefen Schnitt mit *l* nicht *y* sein können, was ja auch begreiflich ist, da diese Fläche hier kaum einmal zweifellos nachgewiesen wurde.

Da in keiner Epidotarbeit ein Hinweis auf diese Beschaffenheit der Fläche *l* zu finden war, so glaubte ich etwas näher darauf eingehen zu sollen. Auch mehrere Sulzbacher Krystalle wurden mikroskopisch untersucht und nur an einem sehr schmale, kurze Rinnen, die wohl den eben beschriebenen, schon hart an *r* gelegenen entsprechen mögen, bemerkt; hingegen erhielt ich von meinem Freunde, Herrn Lehramtscandidaten Pfund, einige Krystalle, die gleichfalls aus dem Sulzbachthale stammen, von denen einer eine ganz ähnliche Beschaffenheit auf *l* aufweist.

Welchen Ursprungs diese Vertiefungen sein mögen, bin ich nicht im Stande anzugeben; sie für Aetzgruben zu halten, wobei die Erhabenheiten auf *k* als Aetzhügel anzusprechen wären, ist man kaum berechtigt, da die anderen Flächen keine Spur von Aetzung zeigen; eher dürften sie als Folge eines eigenthümlichen, skeletartigen Wachsthums zu betrachten sein. Ein Versuch, Lichtfiguren zu erhalten, misslang, was wohl der Kleinheit der Flächen zuzuschreiben ist, da ja der ganze Krystall in der Regel die Dicke von 1 Millimeter nicht überschreitet.

Schliesslich sei noch die Bemerkung gestattet, dass einzelne Flächen des Kopfes auch 2 oder 3 Reflexbilder von gleicher oder verschiedener Helligkeit erzeugten, was auf Vicinalflächen schliessen lässt; da sie aber weder an bestimmte Flächen gebunden waren, noch constant auftraten, wurde ihnen keine besondere Beachtung zutheil.

3. Die Orthodomenzone.

An dieser Stelle sollen die verwickelten Verhältnisse dieser Zone, der wichtigsten und flächenreichsten am Epidot, im Zusammenhange zur Besprechung gelangen. Sie ist auch zugleich jene Zone, welcher die Mehrzahl der Flächen angehören, die Bücking als

neue aufgestellt hat, von Goldschmidt aber derzeit noch als unsichere angesehen werden. Da sich die folgenden Beobachtungen nur auf Krystalle der zwei genannten Fundorte, somit auf ein sehr beschränktes Material beziehen, wird man wohl nicht erwarten können, hier eine vollständige Klärung der Frage nach der Anzahl der sicher bestimmten Flächen in dieser Zone zu finden; es soll vielmehr nur dargelegt werden, wie ich mir die keineswegs einfachen Erscheinungen dieser Zone zurecht gelegt habe.

Der Weg der Untersuchung war der, dass die Krystalle zuerst auf das kleine Goniometer gebracht und die Winkel für alle noch unterscheidbaren Reflexe mit Ausnahme der durch Totalreflexion bewirkten aufgeschrieben wurden; wenn wegen allzu geringer Breite der Fläche kein Reflex mehr sichtbar war, wurde auf Schimmer eingestellt. Nachher wurden 14 derart gemessene Krystalle unter dem Mikroskop im auffallenden Lichte geprüft, indem ich den mittels Wachs befestigten Krystall eine volle Drehung machen liess; dabei wurden die einzelnen Flächen ungefähr nach ihrem Grössenverhältnis unter steter Beachtung der Beschaffenheit gleichsam abgerollt aufgezeichnet und gleichzeitig damit das Resultat der Messung verglichen. Wenn auch diese Art mikroskopischer Prüfung etwas roh zu nennen ist, konnten dennoch immer sehr schmale Flächen, wie *e* und *h*, aufgefunden werden, wenn sie im Goniometer nur durch Schimmer, bisweilen aber überhaupt nicht mehr angezeigt waren.

Was nun nach Einstellung dieser Zone im Goniometer zuerst auffällt, ist die grosse Anzahl von unterscheidbaren Reflexen — wurden doch an einem Krystall gegen 90 gezählt — die, öfter durch ein continuirliches Lichtband verbunden, bei einer vollen Drehung des Krystalles durch das Gesichtsfeld wandern; die verschiedene Lichtstärke und Farbe derselben, sowie der Umstand, dass es nicht gelingt, unter dem Mikroskop so viele diesen entsprechende Flächen aufzufinden, gestattet wohl den Schluss, dass man es zum grossen Theil mit falschen Reflexen, hervorgerufen durch Interferenz der reflectirten Lichtstrahlen, zu thun hat. Bekanntlich hat Websky[1]) zuerst diese Reflexerscheinungen eingehend studirt und nachgewiesen, dass ein oder mehrere schmale Krystallflächen in gleichem oder verschiedenem

[1]) Websky, „Lichtreflexe schmaler Krystallflächen", i. d. Ber. der k. k. Akad. d. Wissensch. Berlin, Febr. u. Juni 1878.

Niveau, wie letzteres namentlich bei den sogenannten stark gestreiften, in oscillatorischer Combination auftretenden Flächen der Fall ist, im reflectirten Lichte dieselben Interferenzerscheinungen hervorrufen, wie ein Spalt, beziehungsweise ein Gitter im durchfallenden Lichte. Alle die Verhältnisse, wie sie Websky schildert, treten am Epidot — hat er ja seine Beobachtungen zum Theil direct an diesem Mineral gemacht — in Erscheinung.

So haben im besonderen am Krimler Epidot die Flächen *e* und *h*, wenn letztere überhaupt vorhanden ist, dann ω, σ und r grosse Neigung zur schmalen Ausbildung und zeigen dementsprechend mehr oder weniger lichtschwache, in die Länge gezogene Reflexbilder; zwischen *M* und *i* wird gewöhnlich ein schwaches Lichtband bemerkbar, das wohl in dem geringen goniometrischen Abstande der Flächen *M*, ω, σ und *i* seinen Grund hat. Von den gewöhnlich breiter entwickelten Flächen *M*, *T*, *i* und *l* erweist sich durch mikroskopische Prüfung noch am häufigsten *T* als vollkommen glatt, seltener *M*, am seltensten *i* und *l*; in diesem Falle ist der Reflex farblos, lichtstark und vollkommen einheitlich; viel häufiger erscheinen diese Flächen mehr oder minder fein gestreift, indem auf irgend einer dieser Flächen, wie das Mikroskop lehrt, die Nachbarflächen, manchmal auch entferntere, in Streifen von verschiedener Breite auftreten und dadurch jene Erscheinung hervorrufen, welche man oscillatorische Combination nennt; so wurden in einem Falle auf der Fläche *l* nicht weniger als 30 verschieden schmale *r*-Streifen gezählt. Nach Websky hat man dann eine Hauptculmination von grösserer Präcision und Lichtstärke, als sie dem einzelnen Flächenstreifen entsprechen würde, innerhalb einer Anzahl mehr oder weniger symmetrisch angeordneter, gegen aussen hin lichtschwächer werdender Nebenculminationen zu erwarten, die bei der Beobachtung im zusammengesetzten Lichte innen blau, aussen roth erscheinen. Wird noch dazu die früher besprochene Eigenthümlichkeit der Fläche *l* mit ihren Zähnen und Rinnen in Rechnung gezogen, so werden dadurch die Reflexerscheinungen sicherlich nicht vereinfacht werden.

So gibt, um einen besonderen Fall anzuführen, jener Krystall, bei welchem im kleinen Goniometer an 90 Reflexe gezählt wurden, für die Fläche *M* und die folgenden ω, σ, *i* nachstehende Goniometerpositionen:

Fläche:	Charakter der Fläche unter dem Mikroskop:	Intensität der Reflexe:	Farbe der Reflexe:	Goniometerposition:	Sphärische Ausbreitung einer Reflexgruppe:	Gefundener Winkel zu *M*:	Gerechneter Winkel zu *M*:
		sehr schwach	roth-blau	332° 3′			
	sehr breit,	schwach	„	331° 44′			
	schwach ge-	„	„	331° 31′			
	streift, wahr-	„	„	331° 26′			
M	scheinlich	sehr deutlich	farblos	331° 20′			
	durch Auf-	schwach	blau-roth	331° 13′	2° 15′		
	treten von *e*	„	„	331° 6′			
		„	„	330° 59′			
		„	„	330° 52′			
		„	„	330° 18′			
		sehr schwach	„	329° 48′			
				Lichtband			
	schmal, fein-	schwach	roth-blau	316° 59′			
	gestreift durch	deutlich	dilat. farblos	315° 59′			
ω	*M* u. *i*, mit	deutlich	dilat. farblos	315°	2° 59′	16° 20′	16° 23′
	einigen Rinnen	sehr schwach	blau-roth	314° 30′			
		„	„	314°			
				Lichtband			
σ	sehr schmal	sehr schwach	sehr dilat.	3° 17′		21° 3′	22° 21′
				schwaches			
				Lichtband			
		sehr schwach	roth-blau	298° 47′			
	ziemlich	schwach	„	298° 10′			
	breit, mit	„	„	297° 17′			
i	feinen Strei-	deutlich	dilat. farblos	297°	5° 2′	34° 20′	34° 21′
	fen von *r*	sehr schwach	blau	296° 30′			
	und ω	„	„	295° 53′			
		„	„	293° 45′			

Der Wert für σ stimmt nicht gut, weil der Reflex sehr schwach war und überdies durch ein stehenbleibendes Farbenspectrum überdeckt wurde; bei ω zeigen sich zwei ungefähr gleich helle, farblose Reflexe, welche wahrscheinlich auf Vicinalflächen zurückzuführen sind.

Ganz analog waren die Reflexerscheinungen bei der Beobachtung mit dem grossen Goniometer; nach Einstellung der letztangeführten Fläche *i* desselben Krystalles erschien in der Mitte ein gelbes, etwas dilatirtes Bild des Websky'schen Spaltes und beiderseits noch je drei solche von abnehmender Helligkeit, die auf der der

Hauptculmination zugewendeten Seite blau, auf der abgewendeten roth waren. Bei einer Incidenz des Lichtes von 60° entsprachen diesen Culminationen folgende Goniometerstellungen:

3. Nebenculmination	245° 2′	
2. Nebenculmination	243° 11′	
1. Nebenculmination	242° 35′	
Hauptculmination	242° 7½′	4° 59′ = Abstand des Anfang- u. Endreflexes.
1. Nebenculmination	241° 51½′	
2. Nebenculmination	241° 3′	
3. Nebenculmination	239° 3′	

Häufig tritt aber der Fall ein, dass statt des farblosen Mittelreflexes ein oder mehrere gefärbte innerhalb anderer von geringerer Lichtstärke auftreten; Websky erklärt dies derart, dass einzelne Farben des Hauptreflexes, der ja schon das Product der Wirkung zahlreicher schmaler Flächenelemente ist, die einzeln keinen so präcisen Reflex erzeugen könnten, ausgelöscht werden, weshalb derselbe nicht mehr ungefärbt erscheinen kann; für eine bestimmte Incidenz des Lichtes ist sogar vollständige Auslöschung desselben möglich. Die für die Messung unangenehme Folge davon ist die, dass nicht selten bei der Einstellung des hellsten gefärbten Reflexes in Ermangelung eines farblosen der gefundene Winkel mit dem verlangten nicht gut übereinstimmen will.

Hält man nun die Beschaffenheit der Flächen in dieser Zone, wie sie sich bei der mikroskopischen Betrachtung offenbart, zusammen mit den im Goniometer auftretenden Reflexerscheinungen, so ist wohl kein Zweifel, dass viele Reflexe das Resultat einer stattgefundenen Interferenz des reflectirten Lichtes sind, welche sich durch die verschiedene Lichtstärke, durch die Farbenvertheilung und eigenthümliche Gruppirung derselben um einen farblosen oder gefärbten Mittelreflex von grösster Helligkeit verräth; der Bogen, über den sich eine solche Reflexgruppe ausbreitet, kann über 6° hinausgehen. Die früher erwähnten 90 Reflexe, welche an einem Krystall wahrgenommen wurden, beziehen sich nach der mikroskopischen Beobachtung auf 17 wirklich vorhandene Flächen, nämlich M, ω, σ, i, r, l, T, e sammt ihren Gegenflächen und h.

Freilich ist es auch denkbar, dass bei solcher oftmalig wiederholter Combination der Flächen, welche als mehr oder weniger feine Streifung zutage tritt, Elemente sowohl der dominirenden als auch der

unterbrechenden Fläche sich gegenseitig in ihrer Lage etwas beeinflussen, so zwar, dass sie nicht mehr streng parallel bleiben; es kämen dann Vicinalflächen zustande, welche die Reflexbilder im Goniometer noch mehr verwickeln müssten. Die geringe Grösse vorliegender Krystalle, welche die Anwendung ziemlich starker Vergrösserung erheischt, sowie die Complicirtheit der Reflexerscheinungen erlaubten es mir nicht, auf solche schwierige Untersuchungen einzugehen.

Nichtsdestoweniger konnte auf dem von mir eingeschlagenen Wege nachgewiesen werden, dass ausser den bisher immer erwähnten Flächen dieser Zone, nämlich ω, σ, i, s, N, r, l, e, h, noch andere, wenn auch selten, auftreten. Da Begriffe wie „schmal" und „breit" sehr wenig präcis sind, so wird die Breite dieser Flächen durch die Anzahl der Theilstriche des angewandten Ocularmikrometers angegeben werden; 1 Theilstrich ist bei der angewendeten Vergrösserung gleich 0·018 Millimetern. Bei diesen Angaben mag vergleichsweise berücksichtigt werden, dass die Flächen ω, σ und e, welche einen stark verlängerten Reflex geben, oft nur 1 bis 2 Theilstriche breit sind, was auch mit der Angabe Websky's übereinstimmt, dass eine glatte, 0·01 Millimeter breite Fläche einen noch unterscheidbaren, wenn auch sehr dilatirten Reflex erzeugt. Es folgen nun die Flächen, welche ausser den oben genannten beobachtet wurden.

Positive Hemidomen:

An dem in Fig. 2, Taf. VIII gezeichneten Krystalle tritt eine 6 Theilstriche breite, feingestreifte Fläche auf, deren Winkel zu M mit 60° 8′ bestimmt wurde; das Zeichen derselben ist $(1\bar{2} . 0 . 13)$ mit dem zugehörigen Winkel von 60° 6′.

An demselben Krystalle ist neben einer 2 Theilstriche umfassenden Fläche l (gefundener Winkel 89° 21′ gegenüber 89° 24′) noch eine zweite vorhanden, die feingestreift und 3 Theilstriche breit ist; ihr Reflex ist also heller als der von l, ihr gemessener Winkel 87° 7′; sie würde wohl mit der von Bücking aufgestellten Fläche $(\bar{1}1 . 0 . 6)$, deren zugehöriger Winkel 86° 55′ ist, zusammenfallen.

An einem Habacher Krystall des ersten Typus kommt zwischen T und l eine 25 Theilstriche umfassende, mit einigen dreieckigen Vertiefungen versehene Fläche vor; sie gibt mehrere Bilder, das hellste farblose liefert den Winkel 95° 2′; sie wäre mit der Bücking'schen Fläche $(\bar{5}02)$, der ein Winkel von 94° 59′ zukommt, identisch. Die Fläche ist eine der schönsten an diesem Individuum.

An dem Krystall Fig. 3, Taf. VIII, wurde auf der einen Seite zwischen T und l (46 Theilstriche breit) eine 23 Theilstriche umfassende Fläche mit mehreren dreieckigen Vertiefungen und einer Rinne, deren lange Seitenwände, nach der Beleuchtung unter dem Mikroskop beurtheilt, T, r und l waren, bemerkt. Sie war nicht vollkommen glatt, gab 3 farblose Reflexe, denen die Winkel von 95° 59′, 96° 32′, 97° 11′ entsprachen; der hellste mittlere ist wohl auf die Bücking'sche Fläche ($\bar{8}03$) mit dem Winkel von 96° 21′ zu beziehen, während die beiden anderen von Vicinalflächen herrühren dürften; die Fläche ($\bar{8}03$) ist in die Fig. 3 aufgenommen.

Ein Krimler Krystall zeigte zwischen l und T eine 8 Theilstriche breite Fläche, die bis auf ein glattes, ebenes Stück vollständig durch dreieckige Vertiefungen, ähnlich jenen, wie sie an der Kante l/T aufzutreten pflegen, corrodirt war; der gemessene Winkel zu M betrug 111° 12′. Ihre Gegenfläche war in einem Reste ebenfalls vorhanden und ergab einen ziemlich deutlichen Reflex, entsprechend dem Winkel von 111° 15′. Da ihre Grenzlinie gegen T geradlinig verlief, so wäre sie nicht identisch mit den früher erwähnten Flächenrudimenten, die unter einem ähnlichen Winkel an der Kante l/T (Taf. VIII, Fig. 10) bemerkt werden konnten. Diese Fläche kann man mit der Bückingschen ($\bar{1}1.0.1$), deren berechneter Winkel 111° 9′ ist, vereinigen.

Ein anderer Krystall gleicher Herkunft liess eine 15 Theilstriche grosse, von dem etwa nur halb so breiten T durch je einen Streifen von l und r getrennte Fläche erkennen; sie war mit vielen gleichschenklig-dreieckigen Vertiefungen, gebildet aus den Flächen T und dem linken und rechten y, bedeckt; die Basis T ging in das Niveau dieser Fläche allmählig über. Der Reflex derselben war etwas verschwommen, aber farblos, der gemessene Winkel 114°; Bücking gibt eine Fläche mit dem Zeichen ($\bar{3}\bar{3}.0.1$) und dem Winkel von 114° 1′ an.

Negative Hemidomen:

Der in Fig. 2, Taf. VIII, gezeichnete Krystall besass neben e und h noch eine fein gestreifte, 4 Theilstriche breite Fläche, welche einen Winkel von 48° 32′ ergab; sie ist demnach mit der von Bücking aufgefundenen Fläche (703), der ein Winkel von 48° 20′ zugehört, zu vereinigen.

An einem Habacher Krystall des ersten Typus fand sich neben einem 12 Theilstriche grossen e noch eine 5 Theilstriche breite, recht

glatte Fläche; ihr Reflex war farblos, einheitlich und gehörte zu den schönsten an diesem Krystalle; da die Fläche *M* von ungünstiger Beschaffenheit war, so diente zur Berechnung als Ausgangspunkt die Fläche *e*, zu der ein Winkel von 14° 10′ gefunden wurde; daraus folgt als Winkel zu *M* 48° 52′; die Fläche würde das allerdings complicirte Zeichen (17.0.7) erhalten; der berechnete Winkel ist 48° 53′.

Weiters zeigte der in Fig. 2, Taf. VIII dargestellte Krystall eine sehr schwach zu *T* geneigte, feingestreifte Fläche; ihre Breite war 15, die von *T* nur 8 Theilstriche, ihr Reflexbild sehr hell, farblos, inmitten mehrerer gefärbter. Der Winkel wurde mit 62° 33′ bestimmt, die Gegenfläche fehlte. Einer der früher erwähnten Krimler Krystalle zeigte dieselbe Fläche feingestreift und 7 Theilstriche breit; gemessener Winkel 62° 31′. Es ist dies offenbar die zuerst von Becker aufgestellte, von Bücking gleichfalls beobachtete Fläche $\tau = (22.0.1)$ mit dem zugehörigen Winkel von 62° 35′, die Goldschmidt als Vicinalfläche betrachtet wissen will. Ob letztere Auffassung die richtige ist, kann ich nicht entscheiden; die feine Streifung, die ja sonst nicht selten ist, spricht nicht gegen die Natur einer echten Krystallfläche; die Winkeldifferenz derselben mit *T* ist immerhin 2° 1′, ihre Breite auffällig.

Als Ergebnis aus dem Voranstehenden folgt, dass es in dieser Zone eine Gruppe von Flächen gibt, die beinahe ausnahmslos an jedem Krystall beobachtet werden; dahin gehören ausser den Pinakoiden *M* und *T* die Hemidomen ω, σ, *i*, *r*, *l* und *e*: sie sind daher als wesentliche Flächen zu betrachten und bilden in ihrer Combination das charakteristische Gewand, in dem uns sämmtliche Krystalle entgegen treten; ausser diesen werden gelegentlich die Flächen *h*, *s*, *N*, *g* bemerkt. In eine zweite Abtheilung wären solche Flächen zu stellen, die sehr selten auftreten, bisweilen aber eine beträchtliche Grösse erreichen und zum grossen Theil mit den von Bücking zuerst aufgefundenen zusammenfallen, theils aber noch nicht in seiner Zusammenstellung enthalten sind; da diesen offenbar nicht dieselbe Bedeutung für die Krystallform zukommt wie den früheren, so wird man sie vorkommenden Falles wohl mit in den Kreis der Beobachtung ziehen, ohne ihnen aber einen besonders grossen Wert beizulegen; die Frage, welche von diesen Flächen wahre und welche vicinale sind, dürfte nicht leicht zu beantworten sein. Die durch die oscillatorische Combination der Flächen bedingten Interferenzerschei-

nungen erschweren die Messung in hohem Grade, und eine sichere Entscheidung über die denselben zugrunde liegenden Krystallflächen kann nur erfolgen, wenn mit der Messung die mikroskopische Beobachtung Hand in Hand geht.

Schliesslich wäre noch zu erwähnen, dass auch die Längsfläche *P* sehr häufig parallel zur Kante mit *n* fein gestreift ist; manchmal sah man förmliche Rinnen, die von Krystallflächen begrenzt waren; diese haben durchwegs eine geringe Neigung zu *P;* da eine Schimmermessung zu ihrer Bestimmung nicht genügte, die vielen Interferenzbilder aber die Position der wahren Reflexe nicht erkennen liessen, so wurden sie nicht weiter berücksichtigt.

4. Aetzung mit Flussäure.

Schon an anderer Stelle wurde erwähnt, dass die Vertiefungen auf dem Hemidoma *l* immerhin eine gewisse Aehnlichkeit mit Aetzfiguren aufweisen. Um vielleicht doch einen Anhaltspunkt für ihre Erklärung zu gewinnen, wurden einzelne Krimler und ein Sulzbacher Krystall einer Aetzung unterzogen. Die Behandlung mit Aetzkali lieferte ein sehr unbestimmtes Resultat. Werden hingegen Krystalle durch längere Zeit, etwa 3 bis 4 Tage, in Flussäure gelegt, kommen nach gehöriger Reinigung derselben ganz schöne, monosymmetrische Aetzgruben in der Zone der Hemidomen zum Vorschein, die auf verschiedenen Flächen auch verschiedene Form besitzen; Fig. 14, Taf. VIII, gibt eine Darstellung derselben für die auf einander folgenden Flächen *M*, *i*, *r*, *l*, *T* von unten nach oben.

Die Grübchen auf *M* haben gewöhnlich die Form von Kreissegmenten, welche in Spitzen auslaufen, manchmal aber beiderseits durch je eine kleine Fläche begrenzt sind; seltener zeigen sie den Umriss eines niedrigen, gleichschenkligen Dreieckes oder Trapezes. Die Flächen ω und σ eignen sich wegen zu schmaler Ausbildung nicht zur Beobachtung von Aetzfiguren.

Auf *i* erscheinen schöne Grübchen von bedeutender Tiefe, deren Begrenzung langgezogene Sechsecke sind; von den beiden Flächen, die in der Orthodomenzone liegen, fällt die gegen *r* befindliche sehr steil, die andere grössere flacher ein; letztere hat zu *M* etwa die Neigung von *r;* an den Seiten werden je 2 ungleiche kleine Flächen sichtbar.

Die Gruben auf *r*, welche Fläche gegen *l* hin schon theilweise ganz weggeätzt erscheint, besitzen den Umriss eines Dreiecks mit

etwas noch aussen gebogenen Seiten; die rechte und linke Seite wird durch je zwei kleine Flächen gebildet.

Die Fläche *l* zeigt ein eigenthümliches Verhalten; längs der Kante mit *T* erscheint sie in viele kurze Lamellen aufgelöst, deren Schimmerwinkel zu *T* etwa 4°, zu *M* 111° beträgt; an zahlreichen Stellen treten Grübchen auf, die allem Anscheine nach jenen auf *T* gleichen. Diese Partie erinnert an die entlang der gleichen Kante auftretenden Flächenrudimente von ungefähr gleicher Neigung, wie sie bei der Flächenbeschaffenheit von *l* besprochen wurden. Die Fläche *l* selbst wie auch *r*, wenn letztere schmal ist, wird vollständig weggeätzt; an deren Stelle zeigt sich eine ziemlich unebene Fläche, die gegen *M* eine Neigung von 75° bis 80° hat ($M:r = 63° 42'$, $M:l = 89° 24'$) und mit seichten Gruben von der in Fig. 14, *l* dargestellten Form bedeckt ist.

Auf der Fläche *T* fanden sich Vertiefungen von ungefähr rechteckigem Umriss ein; solche von der Gestalt der beiden ersten, Fig. 14, *T*, sind die häufigsten. Von der kürzeren Schmalseite fällt eine kleine Fläche sehr steil, von der längeren eine etwas grössere gekrümmte mit einer Neigung von ungefähr 5° gegen *T* ein; wahrscheinlich ist letztere mit den Lamellenflächen an der Kante *l*/*T* identisch. Die Mehrzahl der Grübchen zeigte die grösste Tiefe gegen *l*, seltener tritt der umgekehrte Fall ein. Nur von den Aetzfiguren dieser Fläche wurde ein schwaches Lichtbild bemerkt.

Unter den Flächen des Kopfes zeigt *z* schöne Gruben von dreiseitigem Umriss; die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Flächen gegen das Aetzmittel ist übrigens verschieden. Bemerkenswert wäre, dass die Fläche *k*, welche die eigenthümlichen Hügelchen (Taf. VIII, Fig. 8) zeigte, sehr stark angegriffen wird.

Wenn sich auch aus diesen Versuchen eine stärkere Einwirkung des angewendeten Aetzmittels auf die Fläche *l* ergibt, selbst in dem Falle, wo die früher beschriebenen Zähne und Rinnen mangeln, ist man wohl kaum in der Lage, irgendwelchen haltbaren Schluss auf die Natur jener zu ziehen.

5. Zusammenstellung der beobachteten Flächen.

(Taf. VIII, Fig. 5.)

In nachstehender Uebersicht über jene Formen, welche an Krystallen beider Fundorte beobachtet wurden, soll bei der Art des

Auftretens der Ausdruck „gewöhnlich" den Sinn haben, dass die betreffende Fläche ziemlich ausnahmslos vorgefunden wurde; öfter ist die Anzahl der Beobachtungen und bei gewissen Hemidomen zugleich die Breite in Theilstrichen des Ocularmikrometers (1 Th. = 0·018 Millimeter) angegeben. Jene Flächen, bei welchen unter „Bemerkung" der Name des Autors eingesetzt ist, wären als neue, jene, bei denen der Name „Bücking" sich findet, als von ihm zuerst beobachtete anzusehen; das beigefügte Sternchen soll ausdrücken, das Goldschmidt die betreffende Fläche als nicht hinlänglich sicher betrachtet.

Nr.	Flächensymbol nach Bücking	Flächensymbol nach Miller	Flächensymbol nach Naumann	Gerechneter Winkel nach Bücking	Art des Auftretens am Habacher E.	Art des Auftretens am Krimler E.	Bemerkung
1	*P*	(010)	$\infty P\infty$	90° 0′ zu *M*=001	gewöhnlich	gewöhnlich	
2	*M*	(001)	$0P$	0° 0′ „	„	„	
3	*T*	(100)	$\infty P\infty$	64°36′ „	„	„	
		Hemipyramiden der verticalen Reihe:					
4	*n*	($\bar{1}11$)	P	75°12′ zu *M*=001	gewöhnlich	gewöhnlich	
5	*q*	($\bar{2}21$)	$2P$	89°42′ „	„	„	
6	*z*	($\bar{1}10$)	∞P	104°15′ „	„	„	
	z	($\bar{1}10$)	∞P	75°45′ zu *M*=00$\bar{1}$	„	„	
7	*d*	($\bar{1}1\bar{1}$)	$-P$	52°20′ „	fehlt bisweil.	„	
8	*e*	($\bar{1}1\frac{1}{3}$)	$-\frac{1}{3}P$	28°57′ „	„	2mal, schmal	Eigenthüml. Beschaffenheit am Hab. E.
		Primäre Hemipyramiden der orthodiagonalen Reihe:					
9		($\bar{1}51$)	$5P5$	8° 2′ zu *P*=010	1mal		
10	*δ*	($\bar{1}41$)	$4P4$	10° 0′ „	III. Typus		
11	*φ*	($\bar{1}21$)	$2P2$	19°26′ „	„		
	n	($\bar{1}11$)	P	35°13′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	
		Primäre Hemipyramiden der klinodiagonalen Reihe:					
	d	(111)	$-P$	49°53′ zu *T*=100	fehlt bisweil.	gewöhnlich	
12	*o*	(011)	$P\infty$	77° 3′ „	gewöhnlich	„	
	o	(011)	$P\infty$	102°57′ zu *T*=$\bar{1}$00	„	„	
13	*b*	($\bar{2}33$)	$P^3/_2$	79°53′ „	„	„	
	n	($\bar{1}11$)	P	69° 4′ „	„	„	
14	*y*	($\bar{2}11$)	$2P2$	45° 8′ „	2mal?	„	
15	*c*	($\bar{3}11$)	$3P3$	31°53′ „	1mal, klein	1mal, klein	
16	*R*	($\bar{4}11$)	$4P4$	24°15′ „	1mal?	gewöhnlich	Bücking
17		($\bar{5}11$)	$5P5$	19°30′ „		11mal	Gränzer
18		($\bar{7}11$)	$7P7$	13°50′ „		1mal	Gränzer
19		($\bar{8}11$)	$8P8$	12° 5′ „		4mal	Gränzer

Nr.	Flächensymbol nach (Bücking)	Flächensymbol nach Miller	Flächensymbol nach Naumann	Gerechneter Winkel nach Bücking	Art des Auftretens am Habacher E.	Art des Auftretens am Krimler E.	Bemerkung
			Zone der Klinodomen:				
20	*k*	(012)	$^1/_2P\infty$	39°12′ zu *M*=001	häufig	gewöhnlich	Eigenthüml. Beschaffenheit am Kriml. E.
	o	(011)	$P\infty$	58°29′ „	gewöhnlich	„	
			Orthodomenzone:				
21	*ω*	($\bar{1}$04)	$^1/_4P\infty$	16°23′ zu *M*=001	gewöhnlich	gewöhnlich	
22	*σ*	($\bar{1}$03)	$^1/_3P\infty$	22°21′ „	„	„	
23	*i*	($\bar{1}$02)	$^1/_2P\infty$	34°21′ „	„	„	
24	*s*	($\bar{2}$03)	$^2/_3P\infty$	45°37′ „	selten	selten	
25	*N*	($\bar{3}$04)	$^3/_4P\infty$	50°54′ „	2mal		
26		($1\bar{2}.0.13$)	$^{13}/_{12}P\infty$	60° 6′ „	1mal (6 Th.)		Gränzer
27	*r*	($\bar{1}$01)	$P\infty$	63°42′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	
28		($1\bar{1}.0.6$)	$^{11}/_6P\infty$	86°55′ „	1mal (3 Th.)		Bücking*
29	*l*	($\bar{2}$01)	$2P\infty$	89°24′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	Eigenthüml. Beschaffenheit am Kriml. E.
30		($\bar{5}$02)	$^5/_2P\infty$	94°59′ „	1mal (25 Th.)		Bücking*
31		($\bar{8}$03)	$^8/_3P\infty$	96°21′ „	1mal (23 Th.)		Bücking*
32		($1\bar{1}.0.1$)	$11P\infty$	111° 9′ „		2mal (8 Th.)	Bücking*
33		($3\bar{3}.0.1$)	$33P\infty$	114° 1′ „		1mal (15 Th.)	Bücking*
	T	($\bar{1}$00)	$\infty P\infty$	115°24′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	
34	*e*	(101)	$-P\infty$	34°42′ „	„	„	
35	*h*	(201)	$-2P\infty$	46°11′ „	häufig	häufig	
36		(703)	$-^7/_3P\infty$	48°20′ „	1mal (4 Th.)		Bücking*
37		(17.0.7)	$-^{17}/_7P\infty$	48°53′ „	1mal (5 Th.)		Gränzer
38	*g*	(301)	$-3P\infty$	51°25′ „	selten		
39	*τ*	($\bar{2}\bar{2}$.0.1)	$-22P\infty$	62°35′ „	1mal (15 Th.)	1mal (7 Th.)	Becker, Bücking*
	T	(100)	$\infty P\infty$	64°36′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	
			Prismenzone:				
40	*η*	(120)	$\infty P2$	19°18′ zu *P*=010		gewöhnlich	
	z	(110)	∞P	35° 0′ „	gewöhnlich	„	
41	*u*	210	$\infty P2$	54°28′ „		„	
			Zone *[M u]*:				
42		(213)	$-^3/_2P2$	33°28′ zu *M*=001	3mal	2mal	Marignac
			Zone *[z l]*:				
43	*H*	($\bar{7}$32)	$^7/_2P^7/_5$	23°36′ zu *z*=$\bar{1}$10	3mal		v. Zepharovich
	c	($\bar{3}$11)	$3P3$	30° 5′ „	1mal, schmal	1mal, schmal	
	l	($\bar{2}$01)	$2P\infty$	58°57′ „	gewöhnlich	gewöhnlich	

Von diesen Flächen sind Nr. 26, 28, 30, 31, 32, 33, 36, 37 und 39 wegen ihrer Seltenheit wenig charakteristisch, weiter ist Nr. 18 wohl nicht hinlänglich sicher.

6. Resultate der Untersuchung.

1. Der Epidot aus dem Habach weicht in seiner Ausbildung von jenem aus den benachbarten Sulzbachthale bedeutend ab; seine ziemlich flächenreichen Krystalle zeigen verschiedenen Habitus und gewinnen durch das Auftreten der sonst seltenen Flächen $H = (\bar{7}32)$, $\delta = (\bar{1}41)$, $\varphi = (\bar{1}21)$ und (213) an Interesse.

2. Eine charakteristische, an allen gemessenen Krystallen nachgewiesene Fläche ist die negative Hemipyramide $\varepsilon = (113)$, welche in der Regel infolge von gleichgerichteten beistrichähnlichen Vertiefungen ein mattes Aussehen besitzt.

3. Der Epidot aus dem Krimler Achenthale bildet kleine, sehr flächenreiche Krystalle von grosser Beständigkeit in der Form und einer Ausbildung, wie sie im wesentlichen denen aus dem Sulzbachthale eigen ist; geringe Abweichungen entstehen durch das Hinzutreten kleiner Flächen in der Zone der primären Klinopyramiden wie der bereits von Bücking aufgestellten $R = (\bar{4}11)$, der neuen $(\bar{5}11)$, $(\bar{8}11)$ und vielleicht auch $(\bar{7}11)$.

4. Das Klinodoma $k = (012)$, das niemals glatt erscheint, lässt unter dem Mikroskop längliche, parallel orientirte Hügelchen in dem etwas vertieften Niveau erkennen.

5. Das Hemidoma $l = (\bar{2}01)$ erregt dadurch besonderes Interesse, dass es ausnahmslos mehr oder minder zahlreiche monosymmetrische Vertiefungen besitzt, deren Wände die benachbarten Krystallflächen *T*, *r*, linkes und rechtes *y* sind; dieselben erinnern an Aetzgruben, dürften aber die Folge eines eigenthümlich skeletartigen Wachsthums sein.

6. In der Orthodomenzone treten ausser den gewöhnlichen Flächen recht selten auch solche auf, die theils mit den von Bücking aufgestellten, von Goldschmidt angezweifelten identisch sind, theils aber noch nicht einmal in seiner Zusammenstellung vorkommen; diese wären als zu wenig charakteristisch nicht in gleiche Linie mit den häufig auftretenden zu stellen.

7. Die durch oscillatorische Combination der Flächen bedingten Interferenzerscheinungen erschweren die genaue Messung in dieser Zone in hohem Grade und erfordern zur Entscheidung der Frage nach den ihnen zugrunde liegenden Flächen die mikroskopische Beobachtung der Krystalle.

8. Flussäure erzeugt nach drei- bis viertägiger Einwirkung in der Orthodomenzone schöne monosymmetrische Aetzgrübchen, die entsprechend den verschiedenen Flächen auch verschiedene Form haben.

Vorliegende kleine Arbeit wurde im mineralogisch-petrographischen Institute der Wiener Universität ausgeführt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, dem Director desselben, Herrn Hofrath G. Tschermak, auch an dieser Stelle meinen tiefsten Dank auszusprechen für die Anregung zu dieser Arbeit, für die wertvollen Winke und Rathschläge während derselben; ebenso fühle ich mich Herrn Dr. M. Schuster, der leider nicht mehr unter den Lebenden weilt, für seine freundliche Unterstützung zu wärmstem Danke verpflichtet.

Wien, Mineralogisch-petrographisches Universitäts-Institut, November 1887.

Erklärung der Tafel VIII.

Fig. 1, 2 u. 3. Drei Krystalle aus dem Habachthale als Repräsentanten der aufgestellten Typen; in Fig. 2 ist die Fläche $\tau = (22.0.1)$, in Fig. 3 die Fläche $(\bar{8}03)$ aufgenommen.

„ 4. Zwilling aus dem Krimler Achenthale mit den kleinen Flächen $R = (\bar{4}11)$, $(\bar{5}11)$ und $(\bar{7}11)$, um ihre Lage zu zeigen.

„ 5. Sphärische Projectionen aller an Krystallen beider Fundorte beobachteten Combinationen auf die Symmetrieebene.

„ 6 u. 7. Fläche $\varepsilon = (113)$ zweier Habacher Krystalle; das Licht ist von links einfallend zu denken; Vergrösserung circa 150.

„ 8. Fläche $k = (012)$ von einem Krimler Krystalle bei circa 150facher Vergrösserung; das Licht fällt von unten ein.

„ 9. Zwei sägezahnförmige Vertiefungen längs der Kante l/T an einem Krimler Krystall.

„ 10. Mehrere solche Vertiefungen combinirt; der dunklere Theil von T ist eine unechte Fläche.

„ 11. Rinnenförmige Vertiefungen auf der Fläche $l = (\bar{2}01)$.

„ 12. Letztere combinirt mit den sägezahnähnlichen.

„ 13. Ein Stück der Fäche l mit angrenzendem r und T ziemlich naturgetreu bei etwa 150facher Vergrösserung.

„ 14. Form der durch Flussäure bewirkten Aetzgruben auf den Flächen M, i, r, l und T in der Richtung von unten nach oben.

XVII. Mineralogisches.

Von A. Frenzel.

10. Hohmannit.

Von Herrn Bergingenieur Th. Hohmann in Valparaiso erhielt ich eine grössere Partie Copiapit. Dieser Copiapit sollte ein neues Mineral enthalten und wurde ich um die Beschreibung dieses Minerals angegangen. Der Copiapit enthielt aber nicht eines, sondern sogar zwei neue Minerale, beides gewässerte Eisensulphate. Dem einen Mineral gebe ich dem Entdecker zu Ehren den Namen Hohmannit.

Der Hohmannit ist ein schönes, lebhaft glasglänzendes Mineral von kastanienbrauner Farbe, welches in breitblätterigen und radialstengeligen Partien im Copiapit eingewachsen sich vorfindet. Leider zeigt aber der Hohmannit das Bestreben, sich umzuwandeln, und zwar in eine weiche, ockergelbe Masse; diese Umwandlung geht rapid vor sich. In freien Krystallen tritt der Hohmannit nicht auf, doch bildet er radial angeordnete breite Prismen, deren Enden von der Grundmasse umschlossen werden. Die breit säulenförmigen Stengel spalten vollkommen nach dem Brachy- und Orthopinakoid, undeutlich nach der Basis. Der Hohmannit ist undurchsichtig, doch lassen dünne Blättchen das Licht mit rothbrauner Farbe durch. Die Härte ist 3, das spec. Gewicht 2·24, der Strich ist ockergelb. Die chemische Zusammensetzung ist folgende:

Eisenoxyd	40·05
Schwefelsäure	30·88
Wasser	29·63
	100·56

Hieraus berechnet sich das Verhältnis:

$Fe_2O_3 : SO_3 : H_2O = 0{\cdot}25 : 0{\cdot}386 : 1{\cdot}646 = 1 : 1{\cdot}5 : 6{\cdot}5 = 2 : 3 : 13.$

Mithin würde die Formel $2\,Fe_2O_3 . 3\,SO_3 + 13H_2O$ resultiren, welche verlangt:

$2\,Fe_2O_3$	320	40·30
$3\,SO_3$	240	30·23
$13\,H_2O$	234	29·47
	794	100·00

Es war sehr schwierig, genügend reines Material zur Analyse zu erhalten, da die Umwandlung schon zu tiefgreifend war und man kaum völlig frische Stengel auslesen konnte. Der Hohmannit ist unlöslich im Wasser, leicht löslich in Salzsäure. Bei der Bestimmung des spec. Gewichtes konnte in dem dazu verwendeten Wasser keine Spur Schwefelsäure nachgewiesen werden. Die zur Bestimmung verwendeten Mineralstückchen veränderten sich dagegen, als sie über Chlorcalcium im Exsiccator getrocknet wurden: sie wurden mürbe, zerfielen, und die braune Farbe war in strohgelb umgewandelt; ebenso geht diese Umwandlung vor sich, wenn man das Mineral nur mässig erwärmt, z. B. an einen warmen Ort legt, um es zu trocknen. Das über Chlorcalcium getrocknete Mineral hatte 7·63 Procent Wasser abgegeben.

II. Amarantit.

In demselben Copiapit, neben dem Hohmannit, tritt ferner ein orangeroth gefärbtes Eisensulphat auf, welches den Namen Amarantit führen mag. Das Mineral bildet mikroskopische Kryställchen, die zu kleinen Nestern oder auch zu grösseren Massen angehäuft, im Copiapit liegen. Unter dem Mikroskope erblickt man breitsäulenförmige Krystalle, deren Habitus bedingt wird von dem Vorherrschen des Klinopinakoides, als laterale Flächen erkennt man Klino- und Orthopinakoid, oder auch Klinopinakoid und Prisma. Die terminalen Flächen sind weniger gut entwickelt, indessen scheint doch eine schiefe Endfläche vorzuherrschen, wonach man die Krystalle dem monoklinen System zuzuweisen hätte.

Die Farbe des Minerals ist gelbroth, orange, am besten übereinstimmend mit 3*l* der Radde'schen internationalen Farbenscala. Unter dem Mikroskope lassen die Kryställchen das Licht mit gelber Farbe durch. Der Strich ist citrongelb, das spec. Gewicht 2·11. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende:

Eisenoxyd . . .	37·26	Procent
Schwefelsäure . .	35·58	„
Wasser	27·62	„
	100·46	Procent

Hieraus berechnet sich folgendes Verhältnis:

$Fe_2O_3 : SO_3 : H_2O = 0{\cdot}232 : 0{\cdot}445 : 1{\cdot}534 = 1 : 1{\cdot}92 : 6{\cdot}61 = 1 : 2 : 7.$

Es würde also die Formel $Fe_2O_3 . 2SO_3 + 7\,H_2O$ resultiren;

dieselbe verlangt:

Fe_2O_3	160	35·87
$2\,SO_3$	160	35·87
$7\,H_2O$	126	28·26
	446	100·00

Wird das Mineral schwach geglüht, wobei das Wasser entweicht, so färbt sich das Pulver pomeranzgelb, bei stärkerem Glühen geht sämmtliche Schwefelsäure fort und das Pulver wird braunroth. Das Mineral ist unlöslich in Wasser, aber leicht löslich in Salzsäure. Bei 100° C. gibt es 12·3 Procent Wasser ab.

Der Fundort für Copiapit und Coquimbit ist nach Herrn Hohmann Tierra amarilla bei Copiapo. Der Fundort der neuen Salze liegt einige Leguas nördlich von Sierra Gerrda bei Caracoles, nicht allzuweit von den Ufern des Flusses Loa.

12. Vorkommnisse von Ehrenfriedersdorf.

Seit einiger Zeit ist der Zinnbergbau zu Ehrenfriedersdorf wieder flotter betrieben worden, und als Resultat dieses Betriebes haben sich auch einige interessante Mineralvorkommnisse eingestellt, über welche ich hier kurz berichten möchte.

Achroit. Als Kalkspath erhielt ich eine Stufe, die mich sehr entzückte, denn nicht Kalkspath, sondern farbloser, fast wasserheller Turmalin lag vor. Die Krystalle zeigen die gemeinste Form: $R\,.\,\infty P\,2\,.\,\frac{\infty R}{2}$, die Prismenflächen sind sehr gestreift. Die Krystalle sitzen auf und zeigen gewöhnlich nur einen Pol. Chlorit ist Begleiter.

Anatas. Herr Bergverwalter Voigt schickte mir zur Bestimmung ein Mineral zu, das er nicht kannte; ich bestimmte es nach dem ersten Anblick als Anatas. Dieses Mineral ist neu für Ehrenfriedersdorf und überhaupt für unsere Zinnerzgänge. Der Anatas ist von schwarzer Farbe, krystallisirt in den Formen P und $P\,.\,0P$, die Krystalle sind meist klein; sie sind von neuester Bildung und sitzen auf Apatit, Flusspath und Chlorit auf. Manche Stufen gleichen Schweizer Vorkommnissen durchaus. Ueber dieses Vorkommen hat bereits eine Veröffentlichung stattgefunden, allein es wurde meiner Bestimmung daselbst (Berg- u. Hüttenm. Ztg. 1887, 77) mit keinem Worte gedacht, weswegen ich mir hierdurch die Priorität sichern muss.

Anglesit. Dieses Mineral ist nur in kleinen derben Partien von grünlichweisser Farbe vorgekommen. Bleiglanz tritt auch zu Ehrenfriedersdorf, wiewohl nur sehr untergeordnet, auf.

Apatit ist wieder in grosser Menge gewonnen und Sammlungen zugängig gemacht worden, es sind die altbekannten Combinationen, eigentliche Prachtexemplare, namentlich grösseren Formats, sind indessen nicht vorgekommen. Dagegen findet man neuerdings in der Nähe von Ehrenfriedersdorf, am Greifenstein, prachtvolle violette Apatite, von denen Exemplare bis zu 60 Mark verkauft wurden.

Arsenkies tritt häufig auf, derb und krystallisirt, in letzterem Falle zumeist in der Plinianform.

Baryt. Schöne wasserhelle Schwerspathkrystalle, auf Gilbertit aufsitzend, von der Combination $\infty\breve{P}\infty$. $\infty\breve{P}2$. $0P$ treten selten auf.

Chlorit. Ausserordentlich häufig, meist in den bekannten wulstförmigen Bildungen, doch auch in freien, aufliegenden Krystallen $0R$. R, mit vorwaltender dreiseitiger Basis, in der Form des Pennin.

Flusspath ist in verschiedenen Farben und Krystallformen vorgekommen. Die Farben gehen aus dem röthlich- oder bläulichweiss bis in das dunkelviolblau und schwarz über. Von Krystallformen ist namentlich bemerkenswert das Auftreten des Rhombendodekaëders, als einfache Form oder combinirt mit Würfel und Ikositetraëder.

Herderit ist trotz aller Nachforschung bis jetzt nicht wieder aufgefunden worden.

Molybdänglanz, nur derb, doch in schönen Stücken.

Scheelit in kleinen, aber schönen gelblichen Krystallen der Form $P\infty$, auf Flusspath und Gilbertit aufsitzend, in Begleitung von Plinian.

Wolframit, in derben Massen und krystallisirt; ich konnte ein kleines, aber prächtiges, langsäulenförmiges Kryställchen erwerben, das eine einfache Form darstellt.

Zinnerz, das Hauptmineral, ist vielfach wieder in den bekannten Zwillingen, den Zwittern, in den Handel gekommen; selten dagegen kommen in Ehrenfriedersdorf auch Zinnerz-Achtlinge vor, von welchem Vorkommnis ich selbst zwei Exemplare besitze.

XVIII. Nachtrag zu obiger Abhandlung.

Von E. A. Wülfing.

Herr Frenzel übersandte an Herrn Hofrath Tschermak zwei Stufen, welche die beiden neuen Minerale Hohmannit und Amarantit enthielten. Mit der krystallographischen Bestimmung derselben betraut, bin ich zu folgenden Resultaten gelangt, welche die Angaben des Herrn Frenzel ergänzen.

Die vorliegende Stufe besteht grösstentheils aus einer zwischen den Fingern zerreiblichen Masse von gelbgrüner Farbe und feinblätterigem bis körnigem Gefüge, die an der Oberfläche zahlreiche kleine Flitter trägt und dadurch ein glitzerndes Aussehen erhält. Diese Flitter erweisen sich nach den Winkeln der Umgrenzung und der Lage des Axenbildes als Copiapit. Ausser den von E. Bertrand und Descloizeaux angegebenen Eigenschaften wurde noch ein sehr deutlicher Pleochroismus beobachtet. Die Blättchen sind farblos für Schwingungen senkrecht zur Ebene der optischen Axen (100), zeissiggrün für solche parallel (010).

In dieser Grundmasse liegen zwei von einander verschiedene Minerale, von denen das eine sich grösstentheils bereits in eine orange- bis braungelbe, opake Masse verwandelt hat und täglich zusehends mehr verwandelt, während das andere eine etwas weniger veränderliche Constitution zu besitzen scheint.

Das erstere, von Herrn Frenzel als Hohmannit bezeichnete Mineral krystallisirt asymmetrisch und stellt im ursprünglichen Zustand glänzende, parallelstengelige Krystallaggregate von beiläufig 2 Centimeter Länge dar, deren bräunlichrother Farbenton etwa mit dem der klaren Staurolithe vom Gotthard verglichen werden kann. An der Luft bedecken sich diese Stengel schon nach wenigen Tagen mit bräunlichgelben Flecken, welche weiter um sich greifen, bis das ganze Bündel in jenen orangefarbigen opaken Körper verwandelt ist; hierbei bleiben die Umrisse recht scharf bewahrt und lassen durch ihre ausschliesslich rechteckige Form erkennen, dass die Säulen mit einer ungefähr senkrecht zu ihrer Axe stehenden Fläche endigen. An Bruchstücken von Krystallen liess sich die Neigung jener Endfläche gegen zwei als (100) und (010) aufgefasste Spaltflächen, wenn auch nur sehr annäherungsweise, bestimmen.

Die Messungen ergaben:

001 : 010 = 89° 16′ und 89° 41′;

001 : 100 = 87° 15′, 87° 48′ und 88° 54′.

An einem Krystall konnten auch Domenflächen bemerkt werden, dieselben zeigten aber keine irgend messbaren Reflexe.

Von den Spaltbarkeiten ist die nach der Längsfläche (010) verlaufende sehr vollkommen, so dass man ohne Mühe glatte Blättchen abheben kann; nach der Querfläche werden dieselben mit mehr oder weniger faseriger Oberfläche erhalten. Beide schliessen einen Winkel von 61° 18′ ein (Mittelwert aus 8 Messungen mit den Grenzen 59° 52′ und 62° 46′). Eine dritte Spaltbarkeit, parallel zur Endfläche, macht sich in Querrissen auf (010) bemerkbar.

Sowohl auf dem Makro- wie auf dem Brachy-Pinakoid liegen die Elasticitätsrichtungen geneigt gegen die Prismenaxe, und zwar wurde auf (010) als Mittel aus den Messungen an 10 Spaltstücken eine Schiefe von 18° gefunden, mit den Grenzwerten 16° und 21°. Die Messungen auf (100) schwanken von 11° bis 15°.

Der Pleochroismus auf (010) ist kräftig; messinggelb für Schwingungen, welche der eben angeführten Auslöschung entsprechen, braungelb für dazu senkrecht stehende. Auf (100) herrschen ebenfalls gelbe Töne, dieselben sind aber wenig von einander verschieden.

Die Beobachtung im convergenten polarisirten Licht lässt auf den vollkommenen Spaltblättchen den Austritt der spitzen Bisectrix erkennen; die eine Axe und die Bisectrix sind ungefähr gleichweit vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes entfernt, die zweite Axe tritt an der Grenze desselben hervor, der Winkel der optischen Axen in Luft beträgt etwa 66°. Die Dispersion ist sehr stark, und zwar $\rho < v$, der Charakter der Doppelbrechung negativ. Die Ebene der optischen Axen liegt schief gegen (010) und bildet mit den Spaltrissen nach (100) scheinbar einen Winkel von etwa 33°. Auf Blättchen nach der weniger vollkommenen Spaltbarkeit tritt keine Axe aus.

Das zweite, als Amarantit bezeichnete Mineral krystallisirt ebenfalls asymmetrisch. Es tritt nesterartig in Form sehr kleiner, wirr durcheinander gelagerter, orangerother Prismen auf, die im Maximum eine Länge von 0·6 Millimeter und eine Breite von 0·15 Millimeter erreichen.

Die Krystalle zeigen in der Prismenzone meist zwei Flächen, welche einen Winkel von etwa 82° einschliessen (gefunden 81° 53′,

82° 11′, 82° 38′, 83° 11′). Als Endigung wurden unter dem Mikroskope vier Pyramidenflächen wahrgenommen, die auch an den Enden von Spaltblättchen wiederzuerkennen waren; ihre sehr geringen Dimensionen erlaubten aber keine einfache goniometrische Behandlung.

Der Amarantit spaltet ebenfalls nach zwei Richtungen in der Prismenzone. Spaltblättchen nach der einen löschen etwa 40° schief aus (gefunden 39—42°) und zeigen die spitze Bisectrix und eine Axe, während die andere ausserhalb am Rande austritt. Die Dispersion ist $\rho < v$, der Charakter der Doppelbrechung negativ. Spaltblättchen nach der anderen Richtung geben eine Auslöschungsschiefe von 20° bis 21° und zeigen kein Axenbild.

Die beiden, dem Habitus nach sehr wohl unterscheidbaren, als Hohmannit und Amarantit bezeichneten, wasserhaltigen, basischen Eisensulfate sind in ihren physikalisch-krystallographischen Eigenschaften, so weit solche überhaupt an diesem Material zu bestimmen waren, recht nahe verwandt; was die Lage und Beschaffenheit des Axenbildes anbetrifft, so wäre eine Verwechslung nicht ausgeschlossen. Als sehr charakteristisches Unterscheidungsmerkmal möge daher noch einmal das verschiedene Verhalten gegenüber etwas gesteigerter Temperatur hervorgehoben werden. Wenn man den Amarantit auf 40 bis 50° erhitzt, so bleibt derselbe vollkommen unverändert, während der Hohmannit sich in wenigen Minuten trübt; bei etwas höherer Temperatur werden jedoch auch die Krystalle des ersteren zerstört.

XIX. Einige Minerale von neuen Fundorten in Böhmen.

Von **Friedrich Katzer** in Prag.

Bornit von Woděrad.

Nördlich vom Sazavaflusse in der Umgebung von Silber-Skalitz und Ondřejow, dann nördlicher gegen Schwarz-Kosteletz zu sind im Urschiefer und besonders auch in der Permformation Kupfererze keine seltene Erscheinung. In dieser Gegend blühte vor langen Zeiten der Bergbau und es ist gewiss, dass noch manche abbauwürdige Ader dort die Berge durchzieht. Neuerdings wurde auch wirklich der Bergbau bei Woděrad und Hradostřimelitz (etwa 10 Kilometer südlich von Schwarz-Kosteletz) in geringem Umfang wieder aufgenommen, wodurch, obwohl der Ertrag bis jetzt passiv zu sein scheint, doch erkannt wurde, welche Erze dort zu gewinnen sein werden. Bei Hradostřimelitz kommt am höheren Horizont Bornit und Malachit, an den tieferen Galenit und Sphalerit, auch kommen wohl andere Sulfuride vor, die ich zu einer späteren Beschreibung zurücklege. Bei Woděrad sind auch noch Kiese häufig; aber besonders beachtenswert ist hier das in leider zu wasserreichen Gruben auf ergiebigen Adern vorkommende Buntkupfererz.

Dieser Bornit von Woděrad ist, soviel ich zu Gesichte bekam, nicht individualisirt, sondern derb, eher spröde als mild, am Bruch muschelig, von lichtkupferrother Farbe und schwarzgrauem Strich. Auf der Oberfläche pflegen die Stücke oder Knollen mit einem Anflug von Malachit oder Chalkosin bedeckt zu sein. Malachit dringt auch auf sehr feinen Aederchen in das Innere ein. Der frische Bruch hat einen starken Metallglanz und läuft schon in wenigen Stunden blau an. Erwärmen befördert diesen Vorgang merklich, doch besonders schnell geht er vor sich, wenn man frische Bruchstücke in heisses Wasser wirft.

Die Härte ist wenig grösser als 3. Die Dichte bestimmte ich zu 4·91.

Vor dem Löthrohr zeigt er das gewöhnliche Verhalten. Die blaue durch Blasen auf Kohle erhaltene Kugel war kaum merklich

magnetisch. In Salzsäure und besonders in Salpetersäure ist er leicht mit Abscheidung von Schwefel löslich.

Eine von mir im Laboratorium des Herrn Prof. K. Preis in Prag ausgeführte Analyse ergab:

Schwefel	23·76	Procent
Kupfer	59·85	„
Eisen	15·62	„
In $NO_3 H$ unlöslich	1·23	„
	100·46	

Hieraus ergeben sich die Atomverhältnisse:

$$R : S = 1{\cdot}65 : 1 \text{ und } Fe : Cu = 1 : 3{\cdot}39.$$

Der Bornit von Woděrad würde also annähernd der empirischen Formel:

$$Fe_2\ Cu_7\ S_6$$

entsprechen, oder die Zusammensetzung:

$$\left.\begin{matrix} 3\ Cu_2\ S \\ Cu\ S \\ 2\ Fe\ S \end{matrix}\right|$$

haben. Diese erfordert: $S = 25{\cdot}71$ Procent, $Cu = 59{\cdot}29$ Procent und $Fe = 15$ Procent, was mit meiner Analyse genügend übereinstimmt.

Rutil von Soběslau.

Rutil gehört zu den häufigeren Mineralen in Böhmen, da er hauptsächlich im Gneissgebiete des Böhmerwaldes und der böhmisch-mährischen Urgebirgsscholle an vielen Orten vorkommt. Doch so ausgiebige Fundorte wie die bei Soběslau dürfte es wenige geben.

Der Rutil erscheint dort im Schwemmland in Körnern und deutlichen Krystallen von Erbsen- bis mehr als Eigrösse und konnte, als ich den Ort besuchte (1886), mit leichter Mühe kiloweise gesammelt werden. Der Hauptfundort ist das Rinnsal des Baches etwa von der steinernen Brücke an der Bechyner Strasse bis zum Wäldchen „Vorový“ genannt. Im Schwemmland zu beiden Seiten dem Bache entlang sind Rutilkörner weniger häufig; dagegen in der Krümmung gerade gegenüber von der Ziegelei (Březinova cihelna) ist der angeschwemmte Sand, ja selbst der Lehm sehr ergiebig, ebenso wie das Bachbecken.

Die Rutilkrystalle sind allenfalls aus dem Gneiss angeschwemmt und haben bei einer mehr oder minder langen Wanderung zumeist

die scharfen Kanten eingebüsst. Trotzdem findet man häufig sehr gut bestimmbare Krystalle von gewöhnlich kurzsäulenförmigem Typus. Sie bilden meistentheils knieförmige Zwillinge und Drillinge mit vertical grob gestreiften Säulenflächen. Einzelne grössere Krystalle erscheinen am Ende in mehrere kleinere Individuen dismembrirt. Andere lassen eine parallele Verwachsung erkennen, die verschieden ist von der mimetischen Wiederholung der einzelnen Prismen.

Bestimmen konnte ich an ganzen Krystallen oder Bruchstücken folgende Combinationen: [(110)(100)(111)].(101), [(210)(111)](101); doch sind deutlich entwickelte Flächen (111) äusserst selten.

Die Farbe des Rutils von Soběslau ist gewöhnlich kirsch- oder cochenilleroth, seltener metallisch grau. Der Strich ist lichtbräunlich, geschlemmtes Pulver ist chocoladefarbig. An den schärfsten Kanten ist der Rutil kaum durchscheinend. Die Härte beträgt mehr als 6. Die Dichte als Mittel von mehreren Bestimmungen 4·35.

Die qualitative Analyse ergab neben TiO_2 nur Spuren von Eisen. Zwei von mir vorgenommene quantitative Analysen sind wegen unüberwindlicher Schwierigkeiten bei der vollständigen Trennung des Eisens vom Titandioxyd misslungen. Ich werde die quantitative Analyse wiederholen.

Calcit von Soběslau.

Dieses Vorkommen verdient besondere Erwähnung.

Im Letten, welcher den Untergrund des Sandes an einem Ausläufer des Miocänlagers auf der Südseite von Soběslau bildet, wurde vor einigen Jahren ein stammähnliches Gebilde aufgefunden, das einem versteinerten Baumstamme glich und in mehreren Stücken den Sammlungen des dortigen Pädagogiums einverleibt wurde. Ein Stück davon wurde mir behufs näherer Bestimmung von Herrn Prof. John bereitwilligst geschenkt.

Dasselbe zeigt alle Eigenthümlichkeiten des vermeintlichen Stammes, nämlich eine bei oberflächlicher Besichtigung faserige, holzähnliche Structur, rostfarbige, nach der äusseren Umrandung zu rothe Jahresringe, hier und da Astansätze, in welchen das feine markähnliche Innere von holzartigem Gewebe umschlossen erscheint, welches auch weniger ausgeprägte vermeintliche Jahresringe zeigt. An einer Seite meines Handstückes, ebenso wie an einigen (nicht allen) Stücken der Soběslauer Sammlung, erscheint eine Aushöhlung

mit grauem Thon angefüllt, in dem zahlreiche Federabdrücke zu sehen sind. Einzelne dieser Federn, wie ich freilich erst beim theilweisen Zerschlagen behufs Erlangung eines reinen Materials zur Analyse beobachten konnte, durchsetzen eingebettet in eine ganz dünne Thonschicht das Stück in mehreren Richtungen. Es könnten vielleicht die vormals in eine Höhlung im Letten auf irgend welche Art eingeschlossenen organischen Ueberreste, deren Vorhandensein durch die Federabdrücke erwiesen ist, zur Bildung des vermeintlichen Stammes Veranlassung gegeben haben. Ob diese Federabdrücke von einem Vogel der Miocänzeit stammen, will ich jedoch keinesfalls behaupten.

Der Stamm ist durchaus nicht vegetabilischer, sondern blos mineralischer Natur.

Am Querschnitt sieht man schon mit schwacher Vergrösserung, dass die vermeintliche Holzfaserstructur durch strahlenförmige Anordnung etwa 0·5 Millimeter langer weingelber Kryställchen hervorgebracht wird. Diese scheinen gestreckte Skalenoëder zu sein (wenn nicht etwa $\pi\,[21\bar{3}1]$) und sind, wie man besonders an Dünnschliffen unter dem Mikroskope bei geringer Vergrösserung wahrnehmen kann, in concentrischen Reihen so angeordnet, dass zumeist die nach Aussen folgenden sich in die vorhergehenden einschieben. Doch liegen die langen Axen aller Kryställchen nicht im Radius des vermeintlichen Stammes, woraus sich stellenweise eine gewissermassen federartige Anordnung ergibt. Im Ganzen ähnelt dieselbe sehr der Anordnung bei strahlenförmigen oder stengeligen Aggregaten des Aragonits. Ich hielt auch in der That dieses Soběslauer Vorkommen vorerst für Aragonit, doch die nähere Ermittlung der physikalischen Eigenschaften bestätigte diese Annahme nicht.

Die Kryställchen sind durchsichtig, weingelb, nur in einzelnen concentrisch angeordneten Zonen, die den Jahresringen entsprechen würden, rostig oder roth gefärbt, und zwar derart, dass oft die Hälfte oder nur ein Theil eines Kryställchens eine andere Farbe hat als der übrige Theil.

Die Härte ist nicht ganz genau zu bestimmen; doch scheint sie (nach dem Ritzen mit der feinen Spitze eines Eisendrahtes unter der Lupe zur urtheilen) nicht grösser zu sein als die des Calcits. Die Dichte ist ebenfalls schwer bestimmbar und ist thatsächlich je nach den einzelnen zur Bestimmung verwandten mehr oder minder

eisenhaltigen Partien verschieden. Einzelne Proben lieferten mittels Piknometer: 2·61, 2·66, 2·69, 2·73, also im Mittel 2·67, daher eine immer noch geringere Dichte als die niedrigste beim Aragonit in Aggregaten gefundene.

Die chemische Analyse dieses Calcits von Soběslau ergab mir:

Kohlensäure	42·63	Procent
Kalk	53·12	„
Eisenoxyd (mit etwas Al_2O_3) .	1·98	„
Wasser	0·23	„
In verdünnter HCl unlöslich .	0·19	„ [1]
	98·15	

Der gefundenen Menge Kalk entspricht 41·81 Procent Kohlensäure, so dass sich von dieser ein Ueberschuss von 0·82 Procent vorfindet. Wenn dieser insgesammt an Eisenoxydul gebunden wäre, so wäre dazu erforderlich 1·34 Procent FeO oder 1·49 Procent Eisenoxyd. Von diesem wurde (abgesehen von der geringen Menge Al_2O_3) gefunden 1·98 Procent, so dass ein Rest von rund 0·5 Procent Eisenoxyd resultiren würde, welcher vielleicht als hinreichend zur Färbung des Calcits angesehen werden darf. Die rothen concentrischen Ringe sind direct von Fe_2O_3 verursacht, während der Hauptbestandtheil des Calcits seine gelbe und rostige Färbung allenfalls einem Eisenoxydhydrat verdankt. Dieses wird bei Bestimmung des hygroskopischen Wassers kaum berührt, indem das gelbliche Pulver bei 120° C. getrocknet nur sehr wenig röther wird. Doch im Kolben geglüht wird es ganz roth, indem es auch das chemisch gebundene Wasser verliert. Die Form der Kryställchen bleibt beim Glühen unverändert bestehen.

Orthoklas von Babitz.

Wiewohl dieses Mineral als Bestandtheil älterer Massengesteine sehr verbreitet ist, verdienen gut entwickelte Krystalle immerhin Beachtung. Nahe am Contact mit Urschiefer wird der porphyrische Granit des mittelböhmischen Granitmassives in der Gegend zwischen Říčan, Schwarz-Kosteletz und Tismitz (20—30 Kilometer östlich von Prag) sehr grobkörnig, und besonders Orthoklas, gewissermassen

[1] Verbrennbare Substanzen sind in dieser Menge nicht mit inbegriffen. Die Analyse wurde von mir im analytischen Laboratorium des Herrn Prof. K. Preis in Prag ausgeführt.

eingelagert in eine kleinkörnige aus Quarz, Feldspath, Turmalin und etwas Glimmer zusammengesetzte Grundmasse, tritt in scharf begrenzten Krystallen hervor. Zwischen den Dörfern Straschin und Gross-Babitz (4 Kilometer nordöstlich von Říčan) und von dort in einem Striche über Mukařov gegen Südost ist der Boden als Verwitterungsproduct dieses Granites reich an Orthoklaskrystallen, die man in oft sehr gut erhaltenen und schön entwickelten Krystallen dort reichlich sammeln kann. Ziemlich häufig finden sich Zwillingskrystalle nach dem Carlsbader Gesetz vor.

In der Umgebung von Gross-Babitz vermag man schon dem äusseren Aussehen nach zwei Varietäten von Orthoklas zu unterscheiden, nämlich eine gewöhnlich fleischrothe, die der Verwitterung gut widersteht und daher auf den Feldern im Boden manchmal kaum an der Oberfläche angegriffen gefunden werden kann; und die zweite, zumeist fahlfarbige, licht röthliche oder auch ganz weisse Abart, deren im Detritus sich vorfindende Krystalle immer schon stark angegriffen sind und daher ein mattes, rauhes Aussehen haben. Das chemische Verhalten entspricht dieser äusserlichen Verschiedenheit, indem die leichter verwitternde fahlfarbige Varietät einen kleineren oder grösseren Kalkgehalt aufweist, welcher der rothen, schwer verwitternden Abart fehlt.

Beide Varietäten haben gleiche morphologische Eigenschaften. Ich habe nur die Flächen *P, T, l, x, M, n, y, z* beobachtet. Einfache Krystalle der Combination (110) (010) (001) ($10\bar{1}$) sind die häufigsten. Seltener erscheinen die Gestalten (110) (010) (001) ($10\bar{1}$) (021) ($20\bar{1}$). Sehr selten sind Combinationen dieser Gestalten mit noch (130), welche Flächen ich nur an Zwillingen nach dem Carlsbader Gesetz wahrgenommen habe. Auch hier fand ich die Regel bestätigt, dass diese Fläche besonders rauh zu sein pflegt.

Die physikalischen Eigenschaften beider Abarten sind die gewöhnlichen und brauchen nicht besonders hervorgehoben zu werden. Auf Spaltungsflächen sind unangegriffene Kerne von der lichten Abart etwas härter als von der rothen, ebenso ist diese Varietät mehr durchscheinend als die erste und weist auch besonders auf (001) lebhafteren Perlmutterglanz auf als die rothe, welche dagegen bei vorwaltend dunkelfleischrother Färbung an Spaltflächen (001) einen eigenartigen schillernden Lichtschein und auf (010) bisweilen Farbenwandlung erkennen lässt.

Die Dichte (als Mittel von mehreren Bestimmungen mittels Piknometer) der ersten Varietät beträgt 2·56, die der leichter verwitternden 2·524.

Eine (im Jahre 1883 ausgeführte) Analyse der fahlen Varietät von Gross-Babitz ergab:

Kieselsäure	63·86	Procent
Thonerde (und Eisenoxyd in Sp.)	19·42	„
Kalk	0·48	„
Kali	12·89	„
Natron	2·06	„
Glühverlust	0·68	„
	99·39	

Die rothe Abart des Orthoklases von Gross-Babitz habe ich einer genauen quantitativen Analyse noch nicht unterzogen; doch hat Herr J. Wiesner (Listy chemické, 1882, X) Analysen des Kali-Feldspathes aus dem Straschiner Steinbruch bei Řičan, welches Vorkommen dem bei Gross-Babitz ziemlich gleichkommt, geliefert. Er fand:

	In der schwer verwitternden		In der leicht verwitternden Abart[1])	
Kieselsäure	64·58	Procent	64·89	Procent
Thonerde	19·25	„	18·37	„
Eisenoxyd	Spuren		Spuren	
Kalk	—	„	0·59	„
Kali	14·14	„	11·23	„
Natron	0·68	„	3·46	„
Glühverlust	0·74	„	1·32	„
	99·39		99·86	

Wie ersichtlich, stimmt meine Analyse des fahlfarbigen Orthoklases von Babitz mit dieser zweiten gut überein.

Turmalin von Straschin, Mnichowitz, Soběslau und Kuhrau.

Turmalin, besonders gemeiner Schörl ist ein im Urgebirge Böhmens überhaupt häufig auftretendes Mineral, kommt jedoch hauptsächlich im Granit vor, und zwar an den Begrenzungsflächen der Granitzüge in Contactregionen mit anstehenden geschichteten Gesteinen und manchmal auch an Gängen. Zahlreiche Beispiele dieser That-

[1]) Im Original wird als Summa bei angeführter Zusammensetzung nur 99·27 angegeben.

sache bietet der mittelböhmische Granitcomplex. An der westlichen ziemlich scharfen Begrenzung von Hradeschin und Říčan über Eule, Milin bis Klattau treten streckenweise am Contact mit Urschiefer an Turmalin sehr reiche Granite auf und ebenso kommt Schörl am häufigsten an einzelnen Punkten der östlichen, unregelmässigen, im Gneiss viele Zungen und Ausbisse bildenden Begrenzung des Granitgebirges vor. Bei meinen Begehungen des Terrains habe ich Turmalin in bemerkenswerten Massen an mehreren Orten gefunden, doch will ich hier zunächst nur drei Vorkommen hervorheben. Der vierte Fundort liegt an der Ostgrenze des Königreiches.

1. Der Straschiner Steinbruch, welcher nahe am Waldhegerhause „Vojkov" links von der Prag-Schw.-Kosteletzer Strasse, etwa 3 Kilometer östlich von Říčan im Walde liegt, ist schon längst als Fundort von schwarzen Turmalinsäulchen, welche in dem dortigen feldspathreichen Contactgranit vorkommen, bekannt. Herr J. Wiesner (l. c.) hat auch eine Analyse veröffentlicht, die im Folgenden benutzt werden soll; doch ist das Mineral bis jetzt nur sehr oberflächlich beschrieben worden.

Die Krystalle dieses Turmalins sind von langsäulenförmigem Habitus und weisen nur die gewöhnlichsten Combinationen auf, nämlich das Protoprisma, Deuteroprisma, auch das ditrigonale Prisma, selten $\pi(10\bar{1}1)$ und $\pi(02\bar{2}1)$. Die prismatischen Flächen sind fein vertical gestreift. Die Krystalle pflegen 0·5 bis 1 Centimeter im Durchmesser und mehrere Centimeter Länge zu haben; häufig sind sie quergespalten und mit Feldspath wieder zusammengekittet. Ich fand etwa 6 Centimeter lange Krystalle, die auf diese Weise aus 10 bis 15 Stücken zusammengesetzt waren und beinahe einen Halbkreis bildeten. Doch sind mir auch Krystalle vorgekommen, die ohne Quersprünge stark krumm gebogen waren, und zwar nicht nur in einer Richtung, sondern auch in Form einer Sinusoide. Die Krystalle besassen also gewiss noch Plasticität, als der Druck auf sie einwirkte.

Der Turmalin ist sammtschwarz, besitzt Glas- bis Diamantglanz, am Bruch ist er uneben. Die Härte ist grösser als 7. Die Dichte variirt zwischen 3 und 3·2; das Mittel von vier Bestimmungen mittels Piknometer ergibt 3·1. Vor dem Löthrohr bläht er sich auf, schmilzt aber schwer und wird mattbraun. Die Reaction vor dem Löthrohr auf Borsäure ist nicht sehr deutlich.

Die erwähnte quantitative Analyse des Herrn J. Wiesner ergab:

Kieselsäure . . .	36·12	Procent
Borsäure	11·54	„
Phosphorsäure . .	Spuren	
Thonerde	33·02	„
Eisenoxydul [1]) . .	9·60	„
Manganoxydul . .	0·62	„
Kalk	3·24	„
Magnesia	0·34	„
Kali	0·81	„
Natron	1·78	„
Glühverlust . . .	3·22	„
	100·29	

Die hieraus sich ergebenden Atomverhältnisse betragen:

Si	63	
Al	34	$\overset{\text{I}}{R} = 50{\cdot}5$
B	16·5	
Fe, Mn . . .	14	$\overset{\text{II}}{R} = 21$
Mg, Ca . . .	7	
K, Na . . .	8	$\overset{\text{I}}{R} = 45$
H	37	
O	304	

Somit:

$$\overset{\text{I}}{R} : \overset{\text{II}}{R} : \overset{\text{I}}{R} : Si : O = 45 : 21 : 50{\cdot}5 : 63 : 304$$

oder in abgerundeten Zahlen:

$$\overset{\text{I}}{R} : \overset{\text{II}}{R} : \overset{\text{I}}{R} : Si : O = 4 : 2 : 5 : 6 : 30.$$

Es würde somit der Turmalin von Straschin der Formel

$$\overset{\text{I}}{R}_4\, \overset{\text{II}}{R}_2\, \overset{\text{I}}{R}_5\, Si_6\, O_{30}$$

entsprechen.

Da nun auch

$$B : Al = 1 : 2{\cdot}06 \text{ und}$$
$$\overset{\text{I}}{R} : Si = 1 : 1{\cdot}24 \text{ ist,}$$

so glaube ich, dass dieser Turmalin trotz des grossen Eisengehaltes in Rammelsberg's Abtheilung II [2]) einzureihen wäre, wenn anders

[1]) Umgerechnet aus der im Original angegebenen Eisenoxydmenge.

[2]) Handbuch der Mineralchemie. 1875, pag. 543, und C. F. Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie (Ergänzungsbd.). 1886, pag. 239—245.

die Analyse als zu einer Berechnung geeignet angesehen werden darf. Denn erstens wurde A. Mitscherlich's und Rammelsberg's Beweis, dass Turmaline kein oder nur sehr wenig Eisenoxyd enthalten, unbeachtet gelassen; zweitens wird in der Analyse ein Kalkgehalt angegeben, der diesen Turmalin geradezu zu einem Unicum machen würde. Es scheint, dass Kalk und Magnesia mit einander verwechselt worden sind. Und drittens ist im Original die Summa der Analyse (ebenso wie beim Orthoklas) fehlerhaft.

2. Das Turmalinvorkommen bei Mnichowitz (etwa 2 Stunden südöstlich von Říčan) gehört demselben Contactgranitzuge an, wie jenes von Straschin, erfordert aber eine specielle Beschreibung.

Der sehr glimmerarme Granit erlangt dort ein ganz eigenartiges Aussehen. Stellenweise gleicht er einer grobkörnigen Arkose, geht dann sozusagen in blossen Feldspathfels oder wieder in reinen Quarz über und nimmt erst einige hundert, selbst tausend Meter vom Contact entfernt eine mehr normale oder porphyrische Structur an. Etwa 1 Kilometer von der Bahnstation entfernt, zwischen dem ersten und zweiten Wächterhaus, zieht sich in's Thal gegen Mnichowitz hinab eine enge, mehrere Meter tief in den Granit eingenagte Schlucht, deren Wände hie und da schwarz gefleckt erscheinen, etwa so, als ob Jemand mit Theer Zeichen darauf gemalt hätte. Bei näherer Besichtigung erweisen sich diese Flecke als Turmalinanhäufungen.

Das Mineral erscheint hier in feinstengeligen Aggregaten, die zusammengesetzt sind aus zarten, nadelförmigen, kaum 1 Centimeter langen Kryställchen von schwarzgrauer oder bläulichschwarzer Farbe. Dieselben bilden zumeist umfangreichere Anhäufungen von oft überraschend scharfer Begrenzung, etwa so, als ob ausgelaugte Krystalle anderer Minerale durch diese faserigen Aggregate ersetzt worden wären, also eine Pseudomorphosenbildung im Zuge wäre. Oft verbinden sich die feinen Nadeln auch zu büschelförmigen Gruppen, die Seidenglanz haben und sehr an ähnliche Gebilde von Goethit erinnern.

Die Härte der einzelnen Individuen ist kaum zu bestimmen; diejenige der Aggregate liegt zwischen 4 und 5. Die Dichte fand ich bei einer Probe 3·14, bei einer anderen jedoch 3·26. Vor dem Löthrohre schwillt dieser Turmalin auf und schmilzt ziemlich leicht. Die Reaction auf Borsäure ist erkenntlich.

Ich halte es nicht für ausgeschlossen, dass dieses Mnichowitzer Vorkommen dem Zeuxit von Redruth in Cornwall (den ja Descloizeaux für Turmalin hält) gleichkommt, wenn auch besonders die Farbe der Beschreibung nach verschieden ist.

3. Der Granit in der Umgebung von Soběslau ist grösstentheils turmalinführend, besonders am Contact mit Gneiss. In bedeutenderen Massen erscheint dieses Mineral in einem Steinbruche nahe am Walde „Dubná", dann beim Bache „Nadýmač" und auf der Anhöhe „Vorlov" oder „Zámeček".

Der Turmalin ist zumeist schwarzer Schörl und nur selten, zumal am „Zámeček", von dunkelgrüner oder bläulicher Färbung. An den drei bezeichneten Stellen ist das Muttergestein verschiedenartig, doch die Erscheinungsform des Turmalins bleibt sich ziemlich gleich.

Die Krystalle von gewöhnlichem, langsäulenförmigem Typus pflegen gut entwickelt zu sein. Die Gestalten: $(10\bar{1}0)$ oft nur in drei Flächen, $(11\bar{2}0)$, $\pi(10\bar{1}1)$ und $\pi(02\bar{2}1)$, konnte ich bestimmen. Die prismatischen Flächen weisen eine feine Längsstreifung auf. Viele Krystalle pflegen zu strahligen Aggregaten vereint zu sein. Die Härte ist grösser als 7, das Gewicht variirt zwischen 3·1 bis 3·25.

Vor dem Löthrohre ist die Borsäurereaction deutlich. Der Turmalin schmilzt, ohne sich merklich aufzublähen.

4. Die nördliche Begrenzung des engen Thales, durch welches sich der Kuhrauer Bach windet, bildet ein Granitrücken, der oberhalb des oberen Endes der Ortschaft (etwa 6 Kilometer südlich von Polička) in einem kleinen Bruche offen gelegt ist. In diesem Bruche, welcher „U jasanů" bezeichnet wird, weil einige Eschen (jasany) um denselben stehen, erscheint der sehr grobkörnige Granit äusserst reich an Turmalin. Neben Schörl tritt besonders massenhaft Kaliglimmer auf, dann auch noch rother Orthoklas, wogegen Quarz nur in geringerer Menge, doch zum Theil in gut kenntlichen, gewöhnlich mit Turmalin verwachsenen rauchgrauen Krystallen vorkommt. Viel häufiger jedoch als mit Quarz beisammen erscheint Turmalin in Gesellschaft von Feldspath oder ganz allein in Anhäufungen, denen sich plutzerweise Glimmer zugesellt.

Der Schörl von Kuhrau erscheint in gut entwickelten bis 10 Centimeter langen und 2 Centimeter breiten Krystallen von langsäulenförmigem Habitus. Die Krystalle sind oft zerbrochen, die

einzelnen Stücke gegeneinander verschoben und dann wieder zusammengekittet, und zwar beinahe immer mit Feldspath und nur ganz vereinzelt mit Quarz. Dagegen werden Sprünge und Spalten im Gestein, die allerdings auch die Turmalinkrystalle durchsetzen, von secundär gebildetem Quarz ausgefüllt. Die Turmalinkrystalle können besonders aus dem etwas verwitterten Gestein mit leichter Mühe herausgenommen werden, wobei man sieht, dass die prismatischen Flächen häufig auch dann mit einer feinen Glimmerschicht bedeckt sind, wenn die Krystalle in reinem Orthoklas eingebettet liegen.

An den Krystallen habe ich nur die gewöhnlichen prismatischen Gestalten und das Rhomboëder wahrgenommen. Die Längsstreifung der prismatischen Flächen ist nicht besonders auffallend. Bemerkenswert ist, dass durch Verwitterung das Innere der Krystalle viel leichter zerstört wird als das Aeussere, so dass ein an der Oberfläche scheinbar gar nicht angegriffener Krystall ohne viel Kraftaufwand oft zwischen den Fingern zerrieben werden kann. Die Oberfläche der Krystalle wird in der That, wie man sich an verwitternden Krystallen mit der Lupe überzeugen kann, von einer dichteren, compacteren Masse gebildet als das Innere.

Die Härte sinkt unter 7. Die Dichte bestimmte ich mittels Piknometer im Mittel zu 3·06.

Vor dem Löthrohre schmilzt dieser Turmalin schwer ohne aufzublähen und gibt eine nur noch kenntliche Borsäurereaction.

Eine quantitative Analyse befindet sich in Arbeit.

XX. Ein neues Cölestin- und Barytvorkommen in der Nähe von Torda in Siebenbürgen.[1]

Von Dr. **Anton Koch,**
Universitätsprofessor in Klausenburg.

Schon im vorigen Jahre entdeckte ich bei dem Orte Koppánd, in der Nähe von Torda, zahlreiche abgerollte Stücke dieser Minerale von bedeutender Grösse, und da selbe neben einem mächtigen Gypslager umherlagen, dachte ich, dass dieselben aus dem Gyps ausgelaugt worden sind. Dieses Jahr gelang es mir, den Ort des Vorkommens aufzufinden, und es stellte sich heraus, dass beide Minerale, zum grössten Theil gut krystallisirt, Klüfte und Spalten eines bituminösen, bräunlichgelben Kalksteines in grosser Menge ausfüllen, daher ein recht ausgiebiges, interessantes neues Vorkommen bilden, welches einer eingehenden Beschreibung werth ist.

Ort und Umstände des Vorkommens. Das Vorkommen befindet sich im Hotter der Gemeinde Koppánd des Torda-Aranyoser Comitates, auf der Berglehne namens Dobogó, von der Klausenburg-Tordaer Landstrasse rechts kaum 100 Meter entfernt, wo ein aus dem Ackerboden sich etwas steiler erhebender Felsrücken die Stelle gut markirt. Wenn man von Tür aus auf der Landstrasse gegen Torda zu schreitet, findet man, dass das Gestein des entlang der Strasse sich dahinziehenden Felsrückens zuerst aus Leithabreccie besteht, deren Schichten unter 4° gegen NO. zu verflächen Weiter gegen Süden zu folgt bräunlichgelber, dichter Kalkstein, dessen Schichtbänke unter gleichem Verflächen augenscheinlich unter die Leithabreccie sinken. Noch weiter gegen Süden zu steht an dem Abhange dieses Kalkrückens, also im Liegenden des Kalkes ein mächtiges Gypslager an, welches auf bläulichgrauem Mezöséger-Tegel liegt. Sämmtliche Schichten gehören also in die obermediterrane Stufe der Neogenreihe.

Die Leithakalkbreccie besteht aus dem Gerölle des nahe anstehenden Jurakalkes und des Diabasporphyrites, das durch etwas Kalkschlamm zusammengekittet ist. In den kleinen Steinbrüchen neben der Strasse findet man die abgeriebenen Scherben der *Ostrea lamellosa Brocc.* ziemlich häufig.

[1]) Die Originalmittheilung wurde der ung. Akademie d. Wiss. vorgelegt.

Der bräunlichgelbe dichte Kalk verräth, mit dem Hammer geschlagen oder gerieben, durch den Geruch sogleich seinen Bitumengehalt; es ist das also ein bituminöser Kalk, wie solcher auch bei Klausenburg im Békásgraben, in der Nähe des hier anstehenden neogenen Gypslagers vorkommt. Dieser bituminöse Kalk bildet plumpe Schichtbänke, deren gesammte Mächtigkeit nicht auszunehmen ist, da deren oberer Theil durch Ackerboden bedeckt wird; bis 4 Meter tief ist er aufgeschlossen. Vor mehreren Jahren nämlich wurde dieser Kalk zur Strassenbeschotterung verwendet, und man hat damals ziemlich tief hinein bis 2 Meter hohe Gruben ausgehöhlt. Diese kleinen Höhlen schliessen uns nun das Cölestin- und Barytvorkommen auf.

Art des Vorkommens des Cölestins und Baryts mit Calcit. Der bituminöse Kalk der Schichtbänke, welche oberhalb der Gruben liegen, enthält blos weingelben Kalkspath in Drusen und als Spaltenausfüllungen. Jene Schichtbank, welche die Seiten der Höhlen bildet, enthält beiläufig in einer 0·33 Meter dicken Zone parallel zur Schichtung sich hinziehende Klüfte und Spalten, deren Wände bloss mit Barytkrystallen überkleidet sind. Unter dieser Barytzone, beiläufig 1 Meter tiefer, folgt wieder eine beiläufig 0·35 – 0·50 Meter mächtige Zone, ebenfalls in der Schichtungsrichtung, deren flache Klüfte und Spalten durch krystallisirten oder stengelig-faserigen Cölestin ausgefüllt sind. Unter dieser Cölestinzone endlich findet man wieder blos Kalkspath in den Klüften und Spalten des Kalkes.

Ich gehe nun zur kurzen Beschreibung dieser Minerale über.

I. Cölestin. Dieses Mineral kommt in der erwähnten Zone in solcher Menge vor, dass die Ausbeutung für technische Zwecke sich lohnen würde. Am gewöhnlichsten ist die weisse, stengelig-faserige Varietät, oft mit ausgefressenen, abgerundeten oder durch Kalksinter überzogenen Krystallenden. Ebenfalls häufig findet man Drusen licht bläulichweisser, durchscheinender Krystalle, deren Flächen aber meistens auch mehr oder minder corrodirt oder mit gelblichweissem Kalksinter überrindet sind und deshalb keine zum Messen geeigneten Individuen bieten. Die Länge dieser Krystalle beträgt oft bei 5 bis 7 Millimeter Dicke 10 bis 15 Millimeter. Mehr untergeordnet endlich kommen in Drusen wasserklare kleinere Krystalle vor, deren Flächen meistens gut spiegeln und zum Messen geeignet sind. Diese Kryställchen werden bei 0·5—2 Millimeter Dicke bis 4—6 Millimeter lang.

Sämmtliche Krystalle besitzen Prismenform, da sie nach der Brachydiagonale verlängert sind. Die an ihnen von mir beobachteten Flächen sind nach der Aufstellung Miller's und nach Al. Schmidt's Studie über den Cölestin [1]) die folgenden:

Endfläche	$c = 0P$	(001)	gut spiegelnd;
„	$a = \infty\breve{P}\infty$	(100)	matt, rauh;
Brachydoma	$o = \breve{P}\infty$	(011)	längs gefasert, doch ziemlich gut spiegelnd;
Makrodoma	$d = {}^1/_2\breve{P}\infty$	(102)	gut spiegelnd;
„	$l = {}^1/_4\breve{P}\infty$	(104)	gut spiegelnd;
Prisma	$m = \infty P$	(110)	rauh, matt;
Pyramide	$f_2 = {}^2/_3P$	(322)	neu, ziemlich gut spiegelnde Fläche in der Durchkreuzung der Zonen $m:d$ und $o:a$.
„	$\theta = 3\breve{P}3$	(135)	(?) in der Richtung der Makrodiagonale gefasert, deshalb nicht messbar.

Diesen Bestimmungen liegen folgende Winkelmessungen zu Grunde:

$o\ (011) : c\ (01\bar{1}) = 104^0\ 11'\ 29''\ (75^0\ 48'\ 31'')$ aus 24 Messungen;
$c\ (001) : d\ (102) = 141^0\ 12'\ 03''\ (38^0\ 47'\ 57'')$ „ 10 „
$d\ (102) : d\ (10\bar{2}) = 101^0\ 33'\ 54''\ (78^0\ 26'\ 06'')$ „ 12 „
$d\ (102) : l\ (104) = 162^0\ 26'\ 20''\ (17^0\ 33'\ 40'')$ „ 6 „
$m\ (110) : m\ (1\bar{1}0) =$ circa $105^0\ (75^0)$, wegen Rauheit der Flächen bloss mit dem Anlegegoniometer gemessen.

Obengenannte Flächen treten in folgende Combinationen zusammen:

1. o, d; in Folge ungleicher Entwicklung der d Flächen entsteht monoklinoedrische Symmetrie;
2. o, m, d, c;
3. o, m, d, c, a;
4. o, m, d, c, θ (?);
5. o, m, d, l, c;
6. o, m, d, c, f_2.

[1]) Cölestin von Perticara und die Winkelwerte des Cölestins. Természetrajzi Füzetek. 1880. IV. S. 234.

Das spec. Gewicht des Cölestins bestimmte ich, nachdem die vorhandenen Kalksinterkrusten mittelst verdünnter Salzsäure entfernt waren, an allen drei Varietäten und fand:

a) für die weisse, stengelig-faserige Varietät:
3·89 (aus 2 Wägungen);

b) für die bläulichweissen Krystalle:
3·93 (aus 2 Wägungen);

c) für die wasserklaren Krystalle:
3·94 (aus 3 Wägungen).

Chemische Zusammensetzung des Cölestins. Mein Bruder, Privatdocent Dr. Franz Koch, analysirte in meinem Institute zwei Varietäten des Cölestins, nämlich: *a*) den weissen, faserigen und *b*) die bläulichweissen Krystalle, nachdem der Kalksinter durch verdünnte Salzsäure früher entfernt wurde, und erhielt folgende Resultate:

a) Aus 2·366 Gramm Material wurde ausgeschieden

$SrCO_3$	1·905 Gramm,	daraus	SrO	1·334 Gramm,	d. i.	56·399	Procent
$BaSO_4$	3·009 „	„	SO_3	1·033 „	„	43·660	„
				2·367 Gramm,	d. i.	100·059	Procent

b) aus 1·143 Gramm Material wurde gewonnen:

$SrCO_3$	1·721 Gramm,	daraus	SrO	1·207 Gramm,	d. i.	56·337	Proc.
$BaSO_4$	2·722 „	„	SO_3	0·935 „	„	43·607	„
				2·142 Gramm,	d. i.	99·944	Proc.

Aus *a*) und *b*) das Mittel genommen, resultirt:

	Gefunden	Berechnet
SrO . . .	56·368	56·365
SO_3 . . .	43·633	43·635
	100·001	100·000

Man ersieht daraus, dass der Cölestin von Koppánd beinahe absolut rein ist und vom isomorphen Baryumsulphat höchstens nur Spuren enthalten könne, was, wenn man das nahe und gleiche Vorkommen des Baryts bedenkt, kaum zu erwarten war.

II. Baryt. Dieses Mineral kommt innerhalb der oben erwähnten 0·33 Meter breiten Zone entweder in derben, weissen, dichten Lagen und Adern, oder in graulich- und gelblichweissen, halb durchsichtigen, stark glänzenden Krystallen vor, welche die

Wandungen der Klüfte bekleiden und in beinahe derselben Menge, wie der Cölestin, vorhanden sind.

Die allgemeine Form der Krystalle ist nach der Brachydiagonale eine tafelige. Die grössten erreichen bei einer Länge von 8 bis 10 Millimetern 3 Millimeter Dicke, sie sind aber gewöhnlich viel kleiner.

Ich beobachtete an ihnen nach der in Schrauf's Atlas gegebenen Aufstellung und Flächenbezeichnung, jedoch die *a*- und *b*-Axen vertauschend, folgende Flächen, mit dem Bemerken, dass die Form unserer Krystalle jener der 8. Figur in Schrauf's Atlas ähnlich ist, welche einen Freiburger Barytkrystall vorstellt, nur dass an unseren Krystallen 2 Pyramiden fehlen.

Alle 7 Gestalten sind beständig zusammen combinirt.

Endfläche	$a = \infty\breve{P}\infty$ (010);
„	$b = \infty\bar{P}\infty$ (100);
Brachydoma . . .	$d = 2\breve{P}\infty$ (021);
„ . . .	$l = 4\breve{P}\infty$ (041);
Makrodoma . . .	$m = \bar{P}\infty$ (101);
Prisma	$M = \infty P$ (110);
Pyramide	$f = \bar{P}^1/_3$ (131).

Diesen Bestimmungen liegen folgende Winkelmessungen zu Grunde, welche mit dem Anlegegoniometer ausgeführt wurden, also bloss approximative Werthe geben:

$$d(021) : d(0\bar{2}1) = 77^0$$
$$l(041) : l(0\bar{4}1) = 45^0$$
$$M(110) : M(1\bar{1}0) = 106^0$$
$$m(101) : m(\bar{1}01) = 78^0$$

Das specifische Gewicht der Krystalle bestimmte ich aus zwei Wägungen zu 2·46.

Die chemische Zusammensetzung der Barytkrystalle ist nach der Analyse meines Bruders folgende:

Aus 4·5375 Gramm Material wurde ausgeschieden

							Berechnet
$BaCO_3$	3·824 Gr.	daraus	BaO	2·971 Gr.,	d. i.	65·466 Proc.	65·669
$BaSO_4$	4·546 „	„	SO_3	1·561 „	„	34·396 „	34·331
				4·532 Gr.,	d. i.	99·862 Proc.	100·000

Man ersieht daraus, dass auch der Baryt nahezu absolut rein ist und höchstens Spuren des Strontiumsulphates enthalten könne.

III. Calcit. Dieses Mineral kommt, wie schon erwähnt wurde, über und unter den Baryt- und Cölestinzonen in dem bituminösen Kalke ziemlich häufig vor. Die Farbe der Krystalle ist weingelb, sie sind halb durchsichtig und besitzen mattfettglänzende oder rauhe und gefaserte Flächen. Die grössten, welche ich sammelte, erreichen bei einer Breite von 5 Millimetern bis 12 Millimeter Länge. Die Gestalt ist eine Combination von $1^8R(3\bar{1}\bar{2}1)$ mit $-2R(02\bar{2}1)$. Mit dem Anlegegoniometer gemessen fand ich nämlich die Endkante des $-R$ zu circa 79°, die stumpfere Endkante des 1^8R aber zu circa 145°.

In Betreff der Bildung des Cölestins und Barytes liegt die Vermuthung nahe, dass *Sr*- und *Ba*-Verbindungen ursprünglich schon minimale Bestandtheile des bituminösen Kalksteines gebildet haben, welcher, zwischen marinen Schichten gelagert, selbst marinen Ursprunges sein muss; ferner dass nach Erhebung dieser Schichten aus dem Meere und Zerklüftung des bituminösen Kalkes die *Sr*- und *Ba*-Verbindungen sich concentrirt und in den Höhlungen ausgeschieden hatten. Jedoch eine qualitative Analyse des aus den obersten Schichten genommenen Kalkes, welcher augenscheinlich keine Spur von Cölestin und Baryt zeigte, weist auf keine solche Bildung hin.

Der Kalkstein hinterliess, in Salzsäure aufgelöst, einen bedeutenden Rückstand, in welchem ziemlich viel SiO_2, $BaSO_4$ und wenig $SrSO_4$ nachgewiesen wurde, während in der Lösung ausser dem Kalk ziemlich viel FeO sich zeigte. Mit diesem Resultate steht das ungewöhnlich hohe specifische Gewicht des Kalksteines, welches sich zu 2·83 bestimmte, im besten Einklang. Daraus ist zu ersehen, dass die ganze Masse des bituminösen Kalkes mit wenig Strontium- und Baryumsulphaten durchdrungen sei; es ist daher eher möglich, dass die *Sr*- und *Ba*-Verbindungen nach der Bildung und Erhebung des Kalkes als Infiltration von Aussen her sich in grösserer Menge in den Klüften, in minimaler Quantität aber auch in den Poren des Kalksteines absetzten.

Wenn wir nun die Originalquelle, das ist jenes Gestein suchen, aus welchem die in den Erdschichten circulirenden Lösungen die *Sr*- und *Ba*-Verbindungen ausgelaugt haben, so können wir an den

nahen Jurakalk denken, welchem unsere neogenen Schichten direct aufliegen. Auf dem Rücken des Nagy Köhegy (Gross. Steinberg), kaum 100 Meter von unserem Mineralfundorte entfernt, kommt der gelblichgraue, dichte Jurakalk schon zum Vorschein, welcher etwas weiter gegen Túr zu in zahlreichen kleinen Brüchen zur Strassenbeschotterung gewonnen wird. Von diesem Kalke, welcher ziemlich häufig die halbkugeligen Zähne des *Sphaerodus gigas* enthält, wurde eine Probe einer qualitativen chemischen Analyse unterworfen, deren specifisches Gewicht ich zu 2·7 bestimmte. In dieser Probe aber liess sich keine Spur von *Ba*- und *Sr*-Verbindungen nachweisen und ist somit auch diese Quelle problematisch, oder wurde der frühere *Ba*- und *Sr*-Gehalt vielleicht bereits vollständig ausgelaugt? Ich kann daher über die Herkunft und Bildung unserer Minerale keine hinreichende Erklärung geben.

Klausenburg, am 24. December 1887.

XXI. Notizen.

Beiläufige Angabe der Fallzeit des Meteoriten von Angra.

Herr Orville A. Derby sandte mir freundlichst eine briefliche Nachricht, welche ich in Uebersetzung hier folgen lasse.

Rio de Janeiro, 29. November 1887.

In der letzten Zeit ist es mir gelungen, eine etwas genauere Nachricht über den Fall des Meteoriten von Angra zu erhalten, da ich glücklicherweise mit demjenigen zusammentraf, welcher das Ereignis beobachtete, nämlich mit Herrn Dr. Joachimo Carlos Travassos, einem Arzt von Rio, dessen Heimat Angra ist.

Dr. Travassos gibt an, dass er gegen Ende Jänner 1869 in einem Boote den Strand, Praia Grande genannt, entlang fuhr und eben um 5 Uhr Morgens die Nähe der Kirche Bone Fine passirte, als er den Stein fallen sah. Er hörte keine Detonation und sah wenig oder gar nichts von einer Lichterscheinung. Er sagt, der Stein bewegte sich von Nord gegen Süd und war von einer Art Rauch begleitet. Er fiel ungefähr 2 Meter vom Ufer entfernt nieder. Dr. Travassos liess durch die ihn begleitenden Neger nachsehen und es glückte, ein Stück zu finden. Nach der Beschaffenheit einer Bruchfläche schloss er, dass es der grösste Theil des ganzen Steines war. Das aufgehobene Stück war zersprungen, so dass es mit Leichtigkeit entzweigebrochen werden konnte. Das grössere Bruchstück übergab er dem Richter von Angra, durch welchen es schliesslich an das Museum gelangte. Das kleinere Stück behielt der Schwiegervater des Herrn Dr. Travassos und es ist möglich, dass dasselbe noch gefunden wird.

Dr. Travassos bestimmte die Fallzeit annähernd nach dem Tage der Geburt einer Tochter, dem 15. Jänner 1869. Er erinnerte sich mit Sicherheit, dass das Niederfallen des Steines einige Tage nach diesem Datum sich ereignete, jedoch noch vor Ende des Monats.

In jener Zeit wurde keine Aufschreibung gemacht und nichts über den Fall veröffentlicht, so dass keine Hoffnung bleibt, die Fallzeit genau zu bestimmen.

Orville A. Derby.

Demnach wäre das Ereignis in die zweite Hälfte des Jänner 1869 zu versetzen und die Fallzeit dieses interessanten Meteoriten wäre Dank den unermüdlichen Bemühungen des Einsenders, welcher mir seinerzeit eine Probe des Steines zur Untersuchung überliess, wenigstens beiläufig bekannt. Tschermak.

Neue Analyse des Hohmannits.

Herr Bergingenieur Hohmann sandte mir über Hamburg noch ein Kistchen Copiapit mit den neuen Salzen zu, wodurch ich in den Stand gesetzt wurde, die Analyse des Hohmannits mit reinerem, noch unzersetztem Material vornehmen zu

können. Dieses Analysenresultat brachte die überraschende Thatsache, dass Hohmannit und Amarantit von gleicher Zusammensetzung sind. Die Analyse ergab:

Schwefelsäure	33·84
Eisenoxyd	35·58
Wasser	30·08
	99·50

Diese Zahlen entsprechen annähernd der Formel des Amarantits:

$$Fe_2 O_3 . 2 SO_3 + 7 H_2 O.$$

Nun tritt uns die Frage entgegen, ist Hohmannit und Amarantit ein und dasselbe Mineral? Hohmannit ist die makroskopische, Amarantit die mikroskopische Ausbildung derselben Mineralsubstanz? Wenn auch beide Minerale gleiche chemische Zusammensetzung besitzen und nach Herrn Wülfing in demselben System krystallisiren und gleiche Spaltbarkeit zeigen, so sind die übrigen physikalischen Eigenschaften doch so verschieden, dass man sie unmöglich ohne Weiteres zusammenfassen kann. Am merkwürdigsten ist die Unbeständigkeit des Hohmannits gegenüber der Beständigkeit des Amarantits. Das Zersetzungproduct des Hohmannits ist noch basischer als das ursprüngliche Mineral, weshalb man bei nicht mehr ganz frischem Material leicht auf einen zu hohen Eisenoxydgehalt kommt. Weitere Untersuchungen müssen obige Fragen zur Entscheidung bringen. A. Frenzel.

Zur Berichtigung: In der IX. Abhandlung: „Contacterscheinungen an schottischen Olivindiabasen" von E. Stecher sind folgende zwei sinnstörende Fehler der Correctur entgangen:

Seite 148, Zeile 21 v. o. statt: tertiären lies: vortertiären;
„ 175, „ 6 v. u. „ einem Mikrodiabasporphyr lies: echtem Diabasporphyr.

Literatur.

D'Achiardi A.: Rocce Ottrelitiche delle Alpi Apuane. Mit I Taf. — Atti della Soc. Tosc. di Sz. Nat. Vol. VIII. Fasc. 2. Pisa.

Baum E.: Ein Combinationsstudium über die Entwicklungsgeschichte der Erdkruste. -- Allg. öst. chem. u. techn. Zeitg. Wien. 1887.

Baumhauer H.: Ueber die Abhängigkeit der Aetzfiguren des Apatit von der Natur und Concentration des Aetzmittels. Sitzb. der königl. preuss. Akad. d. W. XLII. Berlin 27. Oct. 1887.

Berwerth F.: Das Meteor vom 21. April 1887. Ann. d. k. k. nat. Hofmus. Wien 1887.

Bieber O.: Das Mineralmoor der „Soos". M. VI Kart. Marburg a. d. Drau. 1887.

Bombicci L.: Sulla costituzione fisica del globo terrestre, sull' origine della sua crosta litoide, sulle cause dei moti sismici che piu frequentemente vi avvengono. Memoria l. n. R. Acc. d. Sc. dell Istit. di Bologna. n. S. d. 24. Aprile 1887. Serie IV. Tom. VIII.

Derselbe: Sulla ipotesi dell' azione e selezione magnetica del Globo terrestre, sulle materie cosmiche interplanetarie contenenti ferro. — Ebenda.

Brauns R.: Was wissen wir über die Ursachen der optischen Anomalien? Verh. d. naturw. Ver. Bonn 1887.

Busz K. Beiträge zur Kenntnis des Titanits. Mit III Taf. — Inaug. Diss. (Bonn) — Stuttgart 1887.

Cathrein A.: Ueber Uralitporphyrit von Pergine. — Verhandl. d. k. k. geol R.-A. Nr. 10. 1887.

Derselbe: Neue Flächen am Adular von Schwarzenstein. M. I Taf. — Zeitschr. f. Kryst. XIII. 4. 1887.

Clarke F. W.: Studies in the Mica group. — Am. Journ. Sc. XXXIV. 1887.

Descloizeaux M.: Note sur la forme clinorhombique et les caractères optiques de l'acide arsénieux prismatique. — Compt. rend. Tom. CV. 11. Juillet 1887.

Fletscher L. and Miers H. A.: Suplementary Note on Feldspar from Kilimanjaro. Miner. Mag. Jan. 1887.

Gehmacher A.: Morphologische Studien am Markasit. M. I Taf. — Zeitschr. f. Kryst. XIII. 2.

Gooch F. A.: A method for the separation of Sodium and Potassium from Lithium by the action of amylalcohol on the chlorides, with some reference to a similar separation of the same from Magnesium and Calcium. Proc. of the Am. Ac. of A. a. Sc. 1886—87.

Derselbe F. A.: A method for the separation and estimation of Boric acid with an account of a convenient form of apparates for quantitative destillations. — Ebenda 1886—1887.

Graeff F. Min.-petrog. Untersuchung von Eläolithsyeniten von der Serra de Tingua. Prov. Rio de Janeiro. Bras. Habilit. Schr. N. Jahrb. f. Min. 1887. II.

Grein G.: Die Diabascontactmetamorphose bei Weilburg a. d. Lahn. Inaug.-Diss. (Giessen). M. I Taf. Stuttgart 1887.

Grubemann U.: Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Diss. f. Zürich. — Frauenfeld 1886.

Gürich G.: Beiträge zur Geologie von West-Afrika. Habilit.-Schr. Berlin 1887.

Hecht B.: Beiträge zur Krystallberechnung. — N. Jahrb. f. Min. Beilagb. V. 1887. Habil.-Schr. f. Königsberg.

Hecht B.: Entgegnung auf H. Pulfrich's Einwände gegen meine Ableitung der Modification, welche die Neigung der Grenze der Totalreflexion durch den Austritt aus dem Prisma erleidet. — N. Jahrb. f. Min. 1887. II.

Hussak E.: Mineral.-petrog. Notizen: Knotenschiefer. — Künstl. Darstllg. d. Wollastonits. — Spanische Porphyre. — Sitzber. d. Niederrhein. Ges. Bonn 1887.

Irving D. R.: Is there a Huronian group? Am. Journ. Sc. XXXIV. 1887.

Judd J. W.: On the relations between the solution-planes of crystalls and those of secondary twinning; and on the mode of developement of negative crystalls allong the former. – A contribution to the theory of schillerization. M. I Taf. Min. Mag. Vol. VII. Pl. III.

Kišpatic M.: Die Glaukophangesteine der Fruska gora in Croatien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 37. B. I. 1887.

Klein C. u. Jannasch P. Ueber Antimonnickelglanz (Ullmannit) von Lölling und von Sarabus (Sardinien). N. Jahrb. f. Min. 1887, II.

Kloos J. H. Die ältesten Sedimente des nördl. Schwarzwaldes und die in denselben eingelagerten Eruptivgesteine. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig. V. Jahrb. 1886/87.

Koch M.: Die Kersantite des Unterharzes. I. Th. — Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1886. Berlin.

Kollbeck F.: Ueber die Untersuchung eines Glimmers durch die trockene Probe. — Jahrb. f Berg- u. Hüttenw. i. K. Sachsen. 1887.

Koto B.: Some occurrences of Piedmontite in Japan. M. I Taf. — Journ. Coll. of Sc. Imp. Univ. Vol. I. Part. III. 1887. Tōkyō.

Kroustchoff M. R. de: Notice sur une nouvelle disposition d'un appareil pour les synthèses hydrothermiques. — Note sur les masses métalliques provenant de la fusion de basalte avec un gneiss dans des creusets en graphite. Bull. Soc. franç. de Min. X. Nr. 3 et 5. 1887.

Lenk H: Zur geolog. Kenntnis der südl. Rhön. Inaug.-Diss. Würzburg. 1887.

Liebe K. Th. u. Zimmermann E.: Die zonenweise gesteigerte Umwandlung der Gesteine in Ostthüringen. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1886.

Makowsky A.: Das Salzbad Luhatschowitz in Mähren. — Verhandl. d. naturf. Ver. in Brünn. XXV. B.

Noelting J.: Ueber das Verhältnis der sog. Schalenblende zur regulären Blende und zum hexagonalen Wurtzit. M. II. Taf. Inaug.-Diss. Kiel 1887.

Osann A.: Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyre der Vogesen. M. I Taf. Habilit.-Schr. (Heidelberg). — Abhdlg. z. geol. Spec.-K. v. El.-Lothrg. B. III. H. II. Strassburg 1887.

Dom Pedro Aug. de S. C. G.: Présence de l'albite en cristaux, ainsique de l'apatite et de la schéelite, dans les filons aurifères de Morro Velho. — Prov. Minas Geraës (Brésil). 1887. Paris. Gauthier-Villars.

Pennfield S. L. and Sperry E. S.: On the chem. Composition of Howlite, with a note on the Gooch method for the determination of boracic acid. — Am. Journ. Sc. XXXIV. Sept. 1887.

Dieselben: Triclinic Feldspars with twinnning striations on the Brachypinacoid. — Ebenda. Nov.

Rath G. vom: Einige mineral. und geolog. Mittheilungen. — Mineralien v. Mt. Poni — Vesuvische Mineralien. — Zustand des Vesuvs im Dec. 1886. — Tuffbrüche v. Nocera. — Neue Mineralbildungen in einer antiken Bleischlacke. — Territorium v. Utah. — Sitzber. d. Niederrhein. Ges. Bonn 1887.

Roth J.: Ueber den Zobtenit. — Sitzber. d. k. preuss. Akad. d. W. zu Berlin. XXXII, Juni 1887.

Reusch H.: Krystallisirter Kaolin von Denver in Colorado. — N. Jahrb. f. Min. II. 1887.

Rutley F. On the rocks of the Malvern Hills. — M. III Taf. Quart. Journ. of the geolog. Soc. Aug. 1887.

Scacchi A.: La regione vulcanica fluorifera della Campania. M. III Taf. — Mem. d. Atti d. R. Acc. d. Sc. Fis. e. Mat. di Napoli. Vol. II. Ser. II. Nr. 2, 1885.

Derselbe: Catalogo dei Minerali Vesuviani con la notizia della loro composizione e del loro giacimento. — Spettat. d. Vesuvio e d. Campi Flegrei. Napoli 1887.

Schulze R.: Ueber Hydrate des schwefelsauren Magnesiums und des schwefelsauren Zinks und über Müller-Erzbach's Methode zur Bestimmung des Wasserdampfes in wasserhältigen Salzen. — Inaug.-Diss. (Erlangen). Leipzig 1887.

Spezia G.: Sulla fusibilità dei Minerali. — Atti. d. R. Acc. d. Sc. di Torino. XXII, Feb. 1887.

Stein Th.: Geht Diabas in Schalstein über? M. II Taf. — Inaug.-Diss. (Giessen). Darmstadt 1887.

Struever G.: Ulteriori osservazioni sui giacimente minerali di Val d'Ala in Piemonte. I. L'Idocrasio del banco di Granato nel Serpentino della testa ciarva al piano della mussa. — Mem. d. cl. d. sc. fis mat. e nat. — R. Acc. d. Lincei. Vol. IV, Roma 1887.

Derselbe: Magnetite pseudomorfa di Ematite micacea dell'Ogliastra in Sardegna. — Rend. R. Acc. d. Lincei. 1. Sem. Ser. 4. Nov. 1886.

Derselbe: Sopra un cristallo di berillo dell' Elba con inclusione interessante. — Ebenda. Vol. III. 1. Sem. Ser. 4. Juni 1887.

Stuhlmann C.: Beiträge zur Kenntnis des Amarins. — Inaug.-Diss. Freiburg i. B. 1887.

Traube H.: — Laubanit. — Eisenglanz von Striegau. — Orthoklas als Neubildung. — N. Jahrb. f. Min. II, 1887.

Uhlig V.: Nutzbare Minerale. — Aus dem II. Bd. d. Erdgeschichte von Neumayr.

Viola C.: Contribuzione allo studio delle roccie fisiografia del Granito di S. Fedelino sul Lago Maggiore. Bol. Soc. geol. it. VI. Fasc. 2. Roma 1887.

Volger O.: Ueber die vermeintlich fliessende Bewegung des Schnees auf den Dächern. — Meteor. Zeitschr. Juni 1887.

Weibull M.: Ueber einen Manganapatit nebst einigen Bemerkungen über die Zusammensetzung des Apatits. — Ber. d. d. chem. Gesellsch XX, H. 8.

Derselbe: Ueber einige krystallisirte Zirkoniumverbindungen. — Ebenda, H. 7.

Derselbe: Öfver Hjelmintens krystallform och kemiska natur. — Aftr. u. Geol. Fören. i Stockholm Förh. IX. H. 5, 1887.

Derselbe: Om fluoceriten från Österby i Dalarne. — Ebenda. VIII. H. 7.

Derselbe: Om manganapatit från Vestanå jemte några anmärkningar öfver apatitens sammansättning. — Ebenda. VIII. 7.

Derselbe: Om några Zirkoniumföreningars Kristallform. — Kongl. Vetensk. — Ak. Förh. Nr 5. 1887. Stockholm.

Whiteman Cross: Petrography of the leadville region. — Mit I Taf. Geol. a. min. Ind. of Leadville Col. Monogr. XII. U. S. Geol. Surv.

Wiik F.: Om Brottstyken af Gneis i Gneisgranit från Helsinge Socken. — M. 3 Taf. Bidrag. t. känn. af. Finl. nat. o folk. utg. a Finska Vetensk. Soc. H. XLVI. Helsingfors 1887.

Derselbe: Den Finska Mineralsamlingen i Universitetets i Helsingfors Mineralienkabinett. — Ebenda. M 3 Taf.

Williams G. H.: On the Serpentine (Peridotite) occuring in the Onondaga Saltgroup at Syracuse, N. Y. — Am. Journ. of. Sc. XXXIV, 1887.

Wulff L.: Mittheilungen über die Krystallisation des Zuckers. — Zeitschr. f. Rübenzuck.-Ind. Jg. XXXVII.

Wünsche O.: Das Mineralreich. 5. Aufl. d. V. Bd. der gemeinnützigen Naturgeschichte von Prof. H. O. Lenz. Mit 16 Tafeln. Thienemann, Gotha 1887.

Vorliegendes Werk soll zunächst im Sinne der Lenz'schen Naturgeschichte ein belehrendes Nachschlagebuch in Haus und Familie sein; der Verfasser hat sich aber ein viel höheres Ziel gesteckt, er will vor allem den Anfänger für die Minerale interessiren, ihn nach und nach in die Wissenschaft von denselben einführen und so für die gebräuchlichen wissenschaftlichen Lehrbücher vorbereiten; diesem schönen Zwecke entspricht die Art der Durchführung. Aus anerkannt vorzüglichen Quellen schöpfend führt der Verfasser dem Schüler zuerst die allgemeinen Eigenschaften der Minerale in schlichter und klarer Weise und in zeitgemässer Form und Anordnung vor; selbst in dem abstracten und daher immerhin schwierigen Capitel der Krystallographie wird sich der strebsame Leser an der Hand der gegebenen Abbildungen, unterstützt durch irgendwie herbeigeschaffte Modelle, recht gut zurechtfinden, obwohl man hier über die Art der Darstellung auch anderer Meinung sein könnte. Sehr zweckentsprechend ist die gegebene Anleitung zum Sammeln und Aufbewahren der Minerale; der allgemeine Theil schliesst mit einer Auseinandersetzung der verschiedenen Arten des Schliffes von Edelsteinen und deren Bearbeitung, ein Abschnitt, den jedermann mit Interesse lesen wird, da man leicht in die Lage kommen kann, Schmucksteine zu kaufen. Im besonderen Theile werden die wichtigsten Minerale nach ihren Eigenschaften und nach ihren Fundorten in recht anziehender Weise besprochen, auch ist es gewiss ein Vorzug des Buches, dass auf die Verarbeitung und Verwendung der technisch-wichtigen Minerale in Kürze eingegangen wird.

J. Gränzer.

v. Zepharovich V.: Neue Pyroxenfunde in den Salzburger Alpen. A. d. Zeitschr. f. Kryst. XIII. H. 1. 1887.

Derselbe: Ueber Trona, Idrialin und Hydrozinkit. Krystallformen des Mannit. Ebenda. H. 2.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Zur Erinnerung an Max Schuster.

Gestorben den 14. November 1887.

Ein herbes Geschick hat der Wissenschaft einen ihrer eifrigsten Jünger, dem Kreise hochschätzender Freunde einen lieben Genossen, mir einen treuen Gefährten und emsigen Mitarbeiter entrissen. Mitten im erfolgreichen Schaffen, in der lebhaftesten Thätigkeit, in der Förderung längst geplanter Werke und in der Fassung neuer umfangreicher Entwürfe ist er uns entschwunden. Der junge Forscher, dessen Laufbahn vielversprechend begann, dessen Ruf sich mehr und mehr ausbreitete und festigte, der, wie wir glaubten, einer schönen Zukunft entgegenging, verliess uns, bevor es ihm vergönnt war, die Früchte seiner Mühen zu geniessen.

Seit geraumer Zeit war Schuster mit mir durch gemeinsame Arbeit und freundschaftlichen Verkehr in Verbindung. Vor elf Jahren kam er in mein Institut. Bald fasste er eine starke Neigung für die mineralogische Richtung und lieferte 1878 eine Arbeit über den Tridymit, ferner eine über die Auswürflinge im Basalttuff von Reps in Siebenbürgen. Da er sich eine grosse Gewandtheit in der optischen Prüfung der Minerale angeeignet hatte, so machte ich ihm den Vorschlag, einige Plagioklase von bekannter chemischer Zusammensetzung optisch zu untersuchen. In kurzer Zeit hatte er die dem Unternehmen entgegenstehenden Schwierigkeiten überwunden und fasste nun den Plan, die Untersuchung auf alle ihm zugänglichen Glieder der Plagioklasreihe auszudehnen. So entstand nach einer durch schwere Krankheit hervorgerufenen Unterbrechung jene allen Mineralogen bekannte wichtige und vortrefflich ausgeführte Arbeit über die optische Orientirung der Plagioklase, welche den Satz, dass die Plagioklase im Allgemeinen isomorphe Mischungen zweier chemischer Verbindungen seien, auf optischem Wege bestätigte. Nur selten mag eine Dissertationsschrift von solcher Bedeutung einer Facultät vorgelegt werden. Im Sommer 1882 erhielt Schuster den Doctorgrad. Im selben Jahre übernahm er, als Becke die Professur in Czernowitz antrat, die Stelle des Assistenten in meinem Institute. Im Sommer des nächsten Jahres habilitirte er sich an unserer Universität und hielt seitdem Vorträge in mineralogischer und petrographischer Richtung mit grossem Erfolge. Mit allem Eifer, mit wahrer Hingebung und grösster Sorgfalt widmete er sich dem Unterrichte und hatte die Freude, stets eine stattliche Anzahl eifriger und dankbarer Schüler um sich zu versammeln.

Die prächtigen Krystalle des Danburits vom Scopi, welche 1883 an's Institut kamen, veranlassten ihn zu einer sehr ausführ-

lichen krystallographischen Untersuchung, bei welcher er dem Auftreten und der Gesetzmässigkeit der Vicinalflächen grosse Aufmerksamkeit und Sorgfalt zuwandte und diesem schwierigen Thema neue Seiten abzugewinnen wusste.

Mit Beginn des Jahres 1885 unternahm er, durch die Zuerkennung eines Reisestipendiums von Seite unserer Facultät unterstützt, eine wissenschaftliche Reise in Deutschland, England, Belgien und Frankreich, welche ihn mit fast allen hervorragenden Mineralogen zusammenführte, ihn die Schaar der emporstrebenden jungen Fachgenossen kennen lehrte und ihm die mannigfaltigste Anregung bot. Nach der Rückkehr ging er an zwei grössere Arbeiten, doch wurden zuvor einige der inzwischen eingelangten Objecte der Bearbeitung unterzogen.

Vorerst übernahm er die Untersuchung des Meteorstaubes, welcher am 14. October 1885 in Klagenfurt gesammelt worden. Es war die Frage, ob dieser Staub, wie früher ausgesprochen worden, aus Afrika und speciell aus der Sahara stamme. Mit der ihm eigenen Gründlichkeit und mit Anwendung aller mikroskopischen und chemischen Hilfsmittel bewältigte er die schwierige Aufgabe und lieferte eine mustergiltige Arbeit, reich an interessanten Ergebnissen. Dann folgte eine Abhandlung über die Hemimorphie des Rothgiltigerzes in der viele neue Beobachtungen mitgetheilt und diesen eine lehrreiche Besprechung der Zwillingsbildung hemimorpher Körper angeschlossen wurde.

Die Arbeit über die Plagioklase hatte ihren Weg gemacht. Die sorgfältigen Beobachtungen und die daraus gezogenen Schlüsse fanden in Deutschland und bei allen unbefangen urtheilenden Forschern des Auslandes vollen Beifall. Das Resultat wurde als eine glänzende Bestätigung der Plagioklastheorie, welche sowohl den Mineralogen als den Petrographen im höchsten Grade interessirt, begrüsst und Schuster's Abhandlung war von nun an die Grundlage aller ferneren optischen Untersuchungen auf diesem Gebiete. Der Krystallbau und das optische Verhalten der Plagioklase beschäftigte aber Schuster noch weiter. In der Prüfung der verwickelten Zwillingsbildungen hatte er sich eine wahre Meisterschaft erworben und bei den fortgesetzten Untersuchungen wurden viele neue Resultate gewonnen. Es war ihm schon gelungen, die bisher wegen störender Zwillingsbildung noch immer nicht vollständig bekannte Grundform des Albits mit Genauigkeit zu bestimmen. In einer vorläufigen Mittheilung über den Albit von Kasbek findet sich die Ankündigung der ausführlichen Arbeit über den Albit, welche leider nicht vollendet wurde.

Für die petrographische Forschung auf das Vollständigste vorbereitet, begann er nun Arbeiten, als deren Vorläufer die Beschreibung einiger californischer Gesteine zu betrachten ist. Bereits im

Sommer 1885 hatte er im Vereine mit seinem Schwager Professor Becke und im Anschlusse an die Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt eine petrographische und geologische Aufnahme in den Sudeten begonnen und dieselbe im folgenden Sommer weitergeführt. Gleichzeitig hatte er allein die merkwürdigen Grünschiefer am Semmering aufgenommen und studirt und die Untersuchung, welche einen grossen Theil der beiden letzten Jahre in Anspruch nahm, vollendet. Diese Arbeit würde die Frage nach der Zusammensetzung und Bildung des Grünschiefers in vollständiger Weise beantwortet und zum Abschlusse gebracht haben. Aufschreibungen fehlen jedoch zumeist und Herr Prof. Becke, welcher die Aufgabe zu übernehmen gedenkt, wird die Arbeit wohl neu zu beginnen haben.

Schuster war einer der strebsamsten und emsigsten Forscher, welche ich kennen lernte. Hatte er sich einer Frage bemächtigt, so verfolgte er dieselbe mit der grössten Zähigkeit und Ausdauer, so dass er schliesslich aller Schwierigkeiten Herr wurde. Zugleich arbeitete er mit einer unglaublichen Gründlichkeit, so dass er jedesmal ein überreiches Beobachtungsmaterial aufhäufte und bei der Darstellung Mühe hatte, das Gefundene sowie die angeregten theoretischen Betrachtungen in gedrängter Form darzustellen. Durch den Unterricht im Laboratorium, welchen er mit der grössten Gewissenhaftigkeit und Opferwilligkeit ertheilte, durch die regelmässigen Arbeiten im Institute und durch die Mithilfe bei der Herausgabe meiner Mittheilungen war schon ein grosser Theil des Tages in Anspruch genommen. Durch seine Bereitwilligkeit, anderen dienlich zu sein und ihre Arbeiten zu fördern, entstanden häufige Episoden der wissenschaftlichen Forschung, so dass alles dies zugleich mit der Verfolgung seiner eigenen Arbeit nur durch einen ganz ausserordentlichen Fleiss, der keine Ruhe kannte, zu bewältigen war. Seine körperliche Constitution war jedoch eine schwächliche und er musste die oft übermässige Anstrengung seiner Kräfte wiederholt durch Krankheit büssen. Meine wohlgemeinten Rathschläge, sich einige Schonung zu gönnen, waren meist vergeblich und sobald er sich nur wieder etwas beweglich fühlte, begann er von Neuem seine rastlose Thätigkeit.

Der selbstlosen ergebnissreichen Arbeit folgte die Anerkennung aller Fachgenossen. Allenthalben wurden seine Leistungen in der freundlichsten Form gewürdigt. Man hätte nun glauben sollen, dass es Schuster leicht sein werde, in eine bescheidene Stellung zu gelangen, welche ihm die Fortsetzung seiner wissenschaftlichen Thätigkeit ermöglicht hätte. Eine Bewerbung im Inlande war jedoch vergeblich und als er bei Besetzungen im Auslande in Frage kam, sah er sich trotz aller Belobung seiner Leistungen unberücksichtigt. Jedesmal folgte der wochenlangen Aufregung die bittere Enttäuschung. Ob es in der nächsten Zeit möglich sein werde, seiner ausgezeichneten Lehrkraft an unserer Universität eine bleibende Stätte zu schaffen, war bei

den gegenwärtigen Verhältnissen ungewiss. Auch ein Mann von geringerem Ehrgeiz würde dieses Fehlschlagen begründeter Hoffnungen schwer empfunden haben. In ihm erzeugte dasselbe eine tiefe Verstimmung, welche in der letzten Zeit beständig zunahm, obwohl man sagen darf, dass die Wahrscheinlichkeit einer günstigen Wendung sehr gross war.

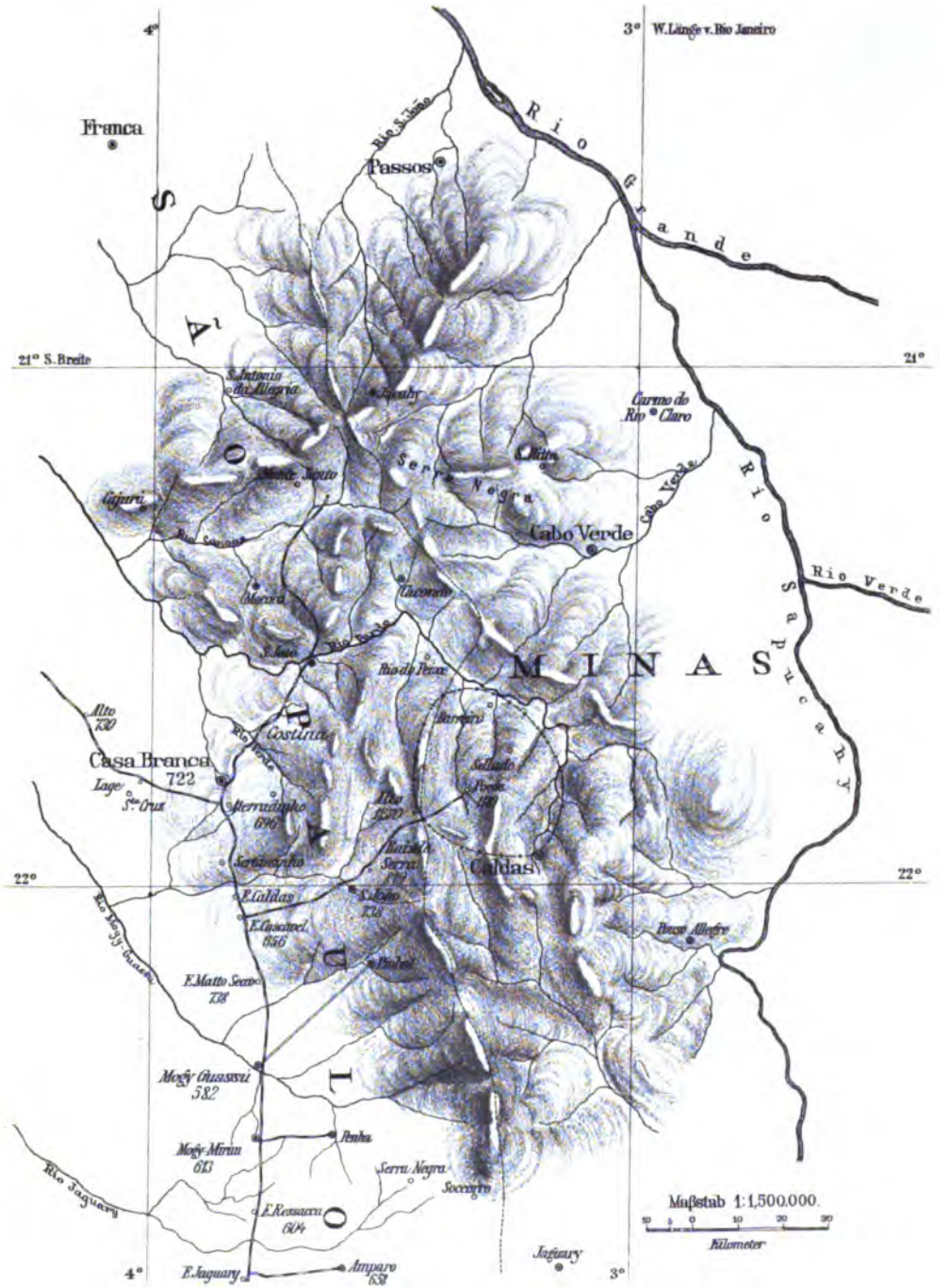
In den letzten Ferien hatte er sich keine Ruhe gegönnt und auch ermüdende Gebirgstouren gemacht. Anfangs November, als er die Untersuchung der Grünschiefer abschloss und das Manuscript begann, traten wiederum die Folgen einer Ueberanstrengung hervor und seine Gesundheit war merklich angegriffen. Mein Vorschlag, einen Urlaub zu nehmen, hatte keinen Erfolg. Erst am 12. November schien er entschlossen, sich einige Erholung zu gönnen. Dass er damals eine plötzliche Abnahme des Gedächtnisses wahrnahm, erfuhren ich und seine Freunde erst später, dass ein acutes Gehirnleiden eingetreten sei, wurde erst erkannt, nachdem er sich von uns geschieden hatte.

Schuster war 31 Jahre alt geworden und hatte die letzten zwölf Jahre zumeist in Wien gelebt. Hier stand er mit allen Instituten seines Faches, mit allen gleichstrebenden jüngeren Gelehrten in lebhaftem Verkehr, hier wuchs jährlich die Zahl seiner Freunde, die ihn schätzen und lieben gelernt. In vielen Kreisen und in meinem Hause war der ernste und bescheidene Mann ein gern gesehenes Glied der Gesellschaft. Die Trauer um den ausgezeichneten jungen Forscher war sowohl in den Fachkreisen wie ausserhalb derselben eine tiefe und innige. Dieselbe fand in der ungewöhnlichen Theilnahme an der Bestattungsfeier den entsprechenden Ausdruck.

Schuster war eine sanfte und edel angelegte Natur. Sein offener Blick, sein ehrliches Antlitz waren jedem Bürgschaft, dass er einen guten braven Mann vor sich habe. Von ernster Lebensanschauung, war er zugleich von einer seltenen Tiefe des Gemüthes, voll Anhänglichkeit an seine Angehörigen, voll aufrichtiger Verehrung gegen seine Lehrer, ein Muster von Zuverlässigkeit und Treue gegen seine Freunde. Unbestechliche Wahrheitsliebe, ängstliche Gewissenhaftigkeit und Pflichttreue, Unermüdlichkeit in der Förderung seiner idealen Ziele, eine massvolle Bescheidenheit und eine Dienstwilligkeit, welcher kein Opfer zu gross erschien, dies waren die Grundzüge seines Charakters.

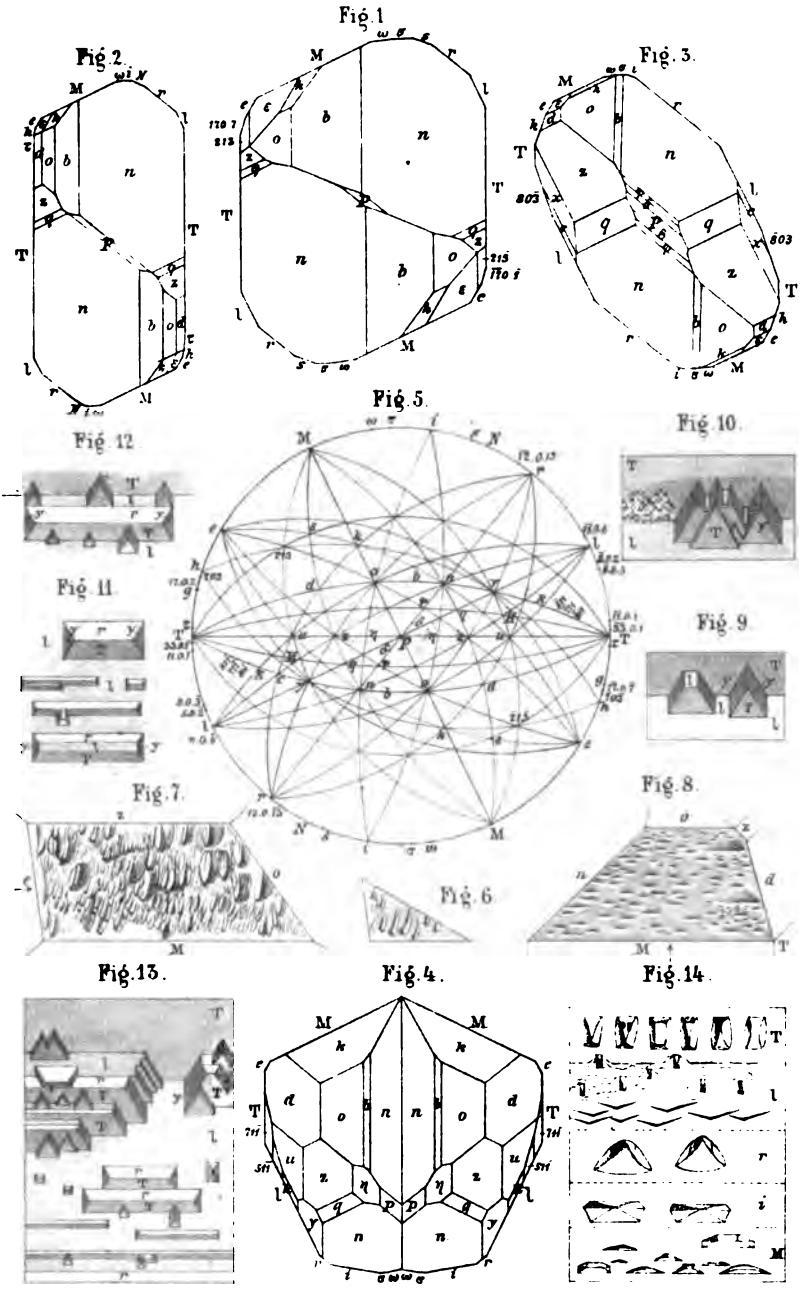
So war sein Wesen, so haben wir ihn gekannt und geliebt und so wird er in unserem Andenken fortleben!

G. Tschermak.



Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

LIBRARY
Leland Stanford, Jr.
UNIVERSITY



Autor del. Lith. Anst. v. F. Kratz

Tschermak: Mineralog u petrograph Mittheilungen Bd. IX. Heft IV u. V.

XXII. Die Basaltgesteine des Löbauer Berges.

Von **Johannes Stock** aus Radeberg.

(Mit Tafel IX und 1 Abbildung im Texte.)

Der Löbauer Stadtberg nimmt seit dem Jahre 1837, in welchem F. E. Gumprecht zuerst die Anwesenheit des Nephelins in den dortigen doleritischen Gesteinen constatirte, das Interesse des Geologen in Anspruch.

Gumprecht's Untersuchungen fanden durch die rasch aufeinanderfolgenden Arbeiten von Cotta, Glocker, G. Rose, Breithaupt und Heidepriem, welch letztgenannter den chemischen Nachweis des Nephelins lieferte, ihre volle Bestätigung. Daneben besprechen zahlreiche Forscher, von denen hier Borott, H. Geinitz, Breithaupt, O. Schneider, Calberla u. A. zu nennen sind, die einzelnen Gesteinsgemengtheile oder die insbesonders am Löbauer Berge auftretenden Mineralvorkommnisse. Durch O. Schneider besitzen wir ferner eine zusammenhängende Behandlung der geologisch-petrographischen Verhältnisse in dessen „geognostischer Beschreibung des Löbauer Berges". Die erste Untersuchung von hierherstammenden Dünnschliffen, welche auch in dem den Dolerit begleitenden Basalte Nephelin als Gemengtheil nachwies, verdanken wir Zirkel. Endlich ist noch eine kurze Beschreibung der Löbauer Basaltgesteine von H. Möhl veröffentlicht worden.

Es sei gestattet, die seit Gumprecht's Untersuchungen erschienenen Arbeiten über die Gesteine und Minerale des Löbauer Berges an dieser Stelle aufzuführen.

F. E. Gumprecht: Nephelin in Sachsen. Pogg. Annal. 1837, 42, pag. 174.
G. Rose: Ueber das Vorkommen des Nephelinfelses an mehreren Punkten Deutschlands. Karsten's Archiv. 1840, 14, pag. 260—67.
Breithaupt: Beiträge zur genaueren Kenntnis bereits bestimmter Mineralien. Pogg. Annal. 1841, 53, pag. 145—52.
B. Cotta: Erläuterungen zu Section VI von Naumann-Cotta: geognostische Karte des Königreich Sachsen. 1836—46.
Heidepriem: De nephelini saxi prope Leoboviam inventi natura chemica. Inaug.-Dissertation, Berlin 1850.
Heidepriem: Ueber den Nephelinfels des Löbauer Berges. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft. 1850, Bd. II, pag. 139—153 und Journal für praktische Chemie. 1850, 50, pag. 500—511.
Glocker: Geognostische Beschreibung der preuss. Oberlausitz. Görlitz 1857.
Borott: Der Löbauer Berg. Löbau 1854.
H. Geinitz: Ueber Mineralien des Löbauer Berges. (Nephelin, Labrador, Augit, Rubellan im Nephelindolerit, Olivin im Basalt.) Isisberichte. 1862, pag. 125.
R. Peck: Nachträge und Berichtigungen zur geognost. Beschreibung der preuss. Oberlausitz. Abhandl. der naturf. Gesellsch. zu Görlitz. 1865, Bd. XII, pag. 153—159.
O. Schneider: Am Löbauer Berge ist der Basalt von Nephelindolerit scharf getrennt und jünger als dieser. Isisberichte. 1866, pag. 101.
O. Schneider: Ueber verschlackte Gesteine am Löbauer Berge. Isisberichte. 1866, pag. 103.
O. Schneider und Breithaupt: Auffindung von Melilith im Nephelindolerite des Löbauer Berges. Isisberichte. 1866, pag. 133.
Calberla: Analyse eines Titaneisenerzes aus dem Nephelindolerit des Löbauer Berges. Isisberichte. 1866, pag. 136—137.
Breithaupt: Ein zweifelhaftes Mineral vom Löbauer Berge. Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1867, pag. 143.
Breithaupt: Zeilanit (Pleonast) vom Löbauer Berge. Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1868, pag. 4.
O. Schneider: Geognostische Beschreibung des Löbauer Berges. Abhandlungen der naturf. Gesellschaft zu Görlitz. 1868, Bd. XIII, pag. 1—68.
G. Rose: Ueber Schneider's geogn. Beschr. des Löb. Berges; bes. über das Vorkommen von Olivin im Löbauer Nephelindolerite. Zeitschrift der deutschen geol. Ges. 1868, XX, pag. 231—33.
R. Wagner: Der Löbauer Berg. Vortrag, Löbau 1868, pag. 8.
Zirkel: Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn 1870, pag. 175—176.
Zirkel: Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873, pag. 448.
O. Schneider: Aragonit auf dem Löbauer Berge. Isisberichte. 1871, pag. 187.
H. Möhl: Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova acta d. kais. Leop.-Carol. deutsch. Akademie der Naturforscher. 1873, Bd. 36, Nr. 4, pag. 163—166, pag. 98—100.
J. Roth: Allgemeine chemische Geologie. 1885, Bd. II, pag. 290.
A. Merian: Studien über gesteinsbildende Pyroxene. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1884, II. Beilageband, pag. 278—283.

Der Löbauer Berg erhebt sich ungefähr $1^1/_2$ Kilometer östlich von Löbau in der sächsischen Lausitz als ein langgestreckter, von Südwest nach Nordost hinziehender und zwei Gipfel tragender Bergrücken. Er ist als einer jener nördlichsten Ausläufer des entlang der sächsich-böhmischen Landesgrenze laufenden, durch das Dupauer Gebirge bei Karlsbad einerseits, durch das von der Elbe querdurchschnittene böhmische Mittelgebirge andererseits gekennzeichneten Vulcanzuges anzusehen, welche in so grosser Anzahl die von Diluvium bedeckten Lausitzer Granite und Gneisse, sowie die sich nach Norden zu daran anschliessenden Glieder der Grauwackenformation durchbrechen, und welche im Kirchberge von Sproitz unter 51° 17′ n. B. ihre bis jetzt ermittelte nördlichste Grenze erreichen.

Der Gestalt nach ein echter Basaltberg, erhebt sich der Löbauer Berg als ein steiles, ringsum schroff abfallendes Massiv über den gewöhnlichen Lausitzer Granit. Nach den von dem topographischen Bureau des königl. sächs. Generalstabes geführten Höhenmanualen erreicht er in dem nach SW. zu gelegenen, von dem eisernen Friedrich-Augustthurme gekrönten Gipfel, dem Löbauer Berge im engeren Sinne, eine Höhe von 447·6 Meter über dem Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde, in dem nordöstlich gelegenen Gipfel, dem Schafberge, 449·9 Meter. Die etwa 260 Meter hoch liegende Stadt Löbau überragt er demnach um fast 190 Meter. Die zwischen den beiden Gipfeln gelegene Einsenkung erreicht nur die Höhe von 400 Meter.

Den geologischen Aufbau des Löbauer Berges bewerkstelligen im wesentlichen mannigfache, in einander übergehende Gesteinstypen, Glieder der Gruppe der Nephelinbasalte, welche als Dolerite, Anamesite und Basalte erscheinen. Nur geringen Antheil an diesem Aufbaue nimmt ein an der Südostecke in Form eines schmalen Ganges auftretender echter Plagioklasbasalt.

Von jeher war der dicht bewaldete Löbauer Berg arm an Aufschlüssen und liess kein vollkommen zuverlässiges Bild seines geologischen Aufbaues erkennen. Nur zwei im Basaltgebiete angelegte Steinbrüche an der Südwestseite des Berges, einige wenige Nephelindoleritbänke am Friedrich-Augustthurme und am Rande des Schafbergplateaus gewährten einen Einblick in die geologischen Verhältnisse. Im übrigen war der Forscher auf die grossen, den ganzen Berg bedeckenden Trümmerhalden angewiesen, welche aber mit

ihrem bunten Gewirre von Basalt- und Doleritblöcken nur wenige Anhaltspunkte zu geben vermochten. In neuester Zeit haben nun durch Anlegung zahlreicher Promenadenwege und durch Erschliessung neuer Aussichtspunkte mancherlei Abholzungen und Gesteinssprengungen stattgefunden, wodurch, wenn auch theilweise nur temporäre Aufschlüsse geschaffen wurden, die eine eingehendere Betrachtung der Gesteinsoberfläche gestatteten. Ebenso entstand durch Anlage eines Steinbruches im Gebiete des Nephelindolerits, am Nordrande des Schafbergplateaus gelegen, ein willkommener Aufschluss.

Die günstige Gelegenheit, einen besseren Einblick in die geologische Bauweise des Löbauer Berges nehmen zu können, gab die Veranlassung zu vorliegenden Zeilen. Sie beabsichtigen zugleich einen Beitrag zur Lösung der Frage zu bieten, ob die Löbauer Nephelingesteine als die Producte mehrerer, zeitlich getrennter vulcanischer Ausbrüche aufzufassen sind, oder ob sie sich als verschiedene Auskrystallisations-Modificationen einer einzigen Eruption erweisen. Bei den Beschreibungen ist versucht worden, Gesichtspunkte zu gewinnen, welche für die Entscheidung dieser Frage von Belang sind.

In Folgendem soll nun zunächst eine eingehende Untersuchung und Besprechung der einzelnen am Löbauer Berge auftretenden Gesteine stattfinden, bei welcher der durch Verbreitung vorwiegende Nephelinbasalt in den Vordergrund gestellt wird, und darauf sollen in einem zweiten Theile die Beziehungen festgestellt werden, welche zwischen den einzelnen Nephelingesteinen bestehen und welche eine geologische und genetische Trennung derselben als unnatürlich erscheinen lassen.

A. Nephelingesteine.

I. Nephelinbasalt.

Ausser den beiden hauptsächlichen Gemengtheilen Augit und Nephelin betheiligen sich an der Zusammensetzung des Löbauer Nephelinbasaltes noch Olivin, Magneteisen, Titaneisen, Apatit, Biotit, ferner als secundäre Producte eine Anzahl zeolithischer Minerale (Natrolith, Mesolith, Phillipsit u. s. w.), endlich noch Aragonit und Hyalit.

Die Absonderung der aufgeschlossenen Felsmassen zeigt entweder unregelmässige Polyëder von bedeutenden Dimensionen, oder,

in dem der Stadt Löbau gehörigen grossen, sogenannten Basaltplattenbruche an der Südwestecke des Berges, prachtvolle Platten. Die Platten streichen zumeist von SO. nach NW., zeigen einen schwankenden Fallwinkel, indem sie in der Höhe des Bruches fast horizontal liegen und nach unten zu umbiegen, bis sie an der Bruchsohle beinahe senkrecht einfallen. Bei einer Dicke von 10—20 Centimeter erreichen diese Platten oft sehr beträchtliche Flächenausdehnung. Andeutungen von säulenförmiger Absonderung wurden in dem verlassenen Basaltbruche unterhalb der Judenkuppe wahrgenommen. Ausser im anstehenden Fels zeigt sich der Basalt in den die Bergoberfläche bedeckenden gewaltigen Halden, in wechselndem Verhältnisse gemengt mit Blöcken der übrigen Nephelingesteine. An einigen dieser losen Blöcke, die sich am Wege vom Honigbrunnen nach dem schwarzen Winkel, ferner am Friedrich-Augustthurme vorfanden, macht sich eine deutliche schalenförmige Absonderung bemerkbar.

Die Structur des Basaltes ist in der Regel feinkörnig bis dicht; nur hier und da wird sie durch Ausscheidung grösserer Augit- und Olivinindividuen deutlich porphyrisch. Die Farbe ist schwarz bis dunkelblaugrau. Bei eintretender Verwitterung stellen sich hellere Farbentöne ein. Die Absonderungsflächen sind zumeist hellgrau oder bei Ausscheidungen von Eisenoxydationsproducten roth- bis rostbraun gefärbt.

Ueber die chemische Zusammensetzung des vollkommen frischen Nephelinbasaltes, welcher bisher in dieser Hinsicht noch nicht untersucht wurde, ertheilt folgende Analyse Auskunft. Das dazu verwendete Material entstammt dem grossen Basaltplattenbruche.

SiO_2	39·900
TiO_2	Spur
Al_2O_3	10·016
Fe_2O_3	12·883
FeO	4·093
MnO	Spur
MgO	14·836
CaO	13·282
K_2O	1·774
Na_2O	2·475
H_2O	0·516
P_2O_5	0·815
	100·590

Controlbestimmungen: SiO_2 40·099, 39·460; Al_2O_3 9·939; $Fe_2O_3 + FeO$ 17·768; MgO 14·589; CaO 13·403; P_2O_5 0·780.

Das spec. Gewicht ergab sich = 3·1897.

Infolge der geringen Widerstandsfähigkeit, welche Nephelin und Olivin zersetzenden Einflüssen gegenüber besitzen, verwittert der Basalt sehr leicht und verwandelt sich dann in fette, graugrüne bis gelbliche, durch ausgeschiedene Eisenverbindungen wohl auch röthlich gefärbte, thonige Massen, in denen mitunter noch die Reste der zersetzten Olivine und Augite deutlich hervortreten und nicht selten kleine Complexe unzersetzten Basaltes eingebettet sind.

Der Augit ist in allen, den verschiedensten Gegenden des Löbauer Berges entnommenen Basalthandstücken der überwiegende Gemengtheil und findet sich, abgesehen von einzelnen, porphyrisch eingestreuten, grösseren Individuen, in auffallend gleichmässig grossen Kryställchen vor. Dieselben sind zumeist wohl ausgebildet, besitzen prismatischen Habitus und zeigen die in den Basalten üblichen Krystallformen: ∞P, $\infty P\infty$, $\infty \breve{P}\infty$, P. Seltener treten unregelmässig begrenzte Körner von ungefähr gleichen Dimensionen auf. Unter dem Mikroskope zeigen die Augite gelbliche bis bräunliche Farben, die typische Spaltbarkeit und Rissigkeit, schwachen Pleochroismus, ziemlich zahlreiche Verzwillingungen nach dem Orthopinakoide, sowie durch die Verschiedenheit der Polarisationsfarben oder die häufig parallel den Umwandlungen eingelagerten Magneteisenkörnchen erkennbare zonale Structur. Ausser obenerwähnten Magneteisenkörnchen finden sich noch winzige Gaseinschlüsse und seltener solche eines dunkelbraunen Glases als fremde Interpositionen vor.

Der Nephelin tritt in seiner Betheiligung an der Zusammensetzung der Löbauer Nephelinbasalte bedeutend hinter den Augit zurück. Er zeigt sich am häufigsten als sogenannte Nephelinfülle, oder, wie W. v. Gümbel sie bezeichnet, als leptomorphe Nephelinsubstanz, indem zumeist keine eigene Krystallform zu erkennen ist, sondern die Nephelinmasse sich wie eine Basis zwischen die einzelnen mehr oder weniger automorphen Gemengtheile einklemmt. Da ist es oft sehr schwer, diese farblose, häufig noch sehr frische Nephelinsubstanz, welche sich hier und da in grösseren Flecken, dort nur in äusserst feinen, kaum erkennbaren, oft häutchenartigen Partikelchen zeigt, falls sie durch parallelgelagerte, farblose Augitmikrolithe, oder durch Schnüre von Gasporen, oder durch eine,

von bereits begonnener Zersetzung bedingten, eigenthümlichen parallelen Rissigkeit charakterisirt ist, infolge der oft sehr schwachen Polarisation von einem farblosen Glase zu unterscheiden. In diesem Falle ist nur durch Zuhilfenahme mikrochemischer Reactionen eine Erkennung möglich.

Nicht allzuhäufig zeigt der Nephelin die für ihn charakteristischen vier- und sechsseitigen Schnitte, welche auf das Vorhandensein scharf begrenzter Krystalle hinweisen. Bei dieser Art des Auftretens ist die Substanz ebenfalls meist sehr frisch, glashell, von unregelmässigen Sprüngen oder auch von Schwärmen und Schnüren von Gasblasen durchzogen oder endlich von wolkenartig eingestreuten kleinsten, schwarzen, bei Behandlung mit Salzsäure verschwindenden Partikelchen erfüllt, deren Natur nicht festzustellen war. Ebenso durchspiessen lebhaft polarisirende, meist Einschlüsse (Selen) führende Apatitnadeln die Nephelinsubstanz.

Der Olivin ist, abgesehen von den vereinzelten porphyrisch eingestreuten Augiten, der einzige makroskopisch wahrnehmbare Gemengtheil. Als solcher tritt er in blaugrünen bis gelblichgrünen Körnern, welche mitunter eine ausgesprochene Spaltbarkeit nach den verticalen Pinakoiden zeigen, oder in Körneraggregaten, welche Haselnussgrösse erreichen können, auf. Bei beginnender Zersetzung stellen sich häufig die herrlichsten Anlauffarben ein. An den Einflüssen der Luft besonders ausgesetzten Orten ist der Olivin oft zu gelblichen bis röthlichen, stark bröckelnden Zersetzungsproducten umgewandelt worden. Unter dem Mikroskope zeigt er ebenso häufig scharf begrenzte Krystallumrisse, wie gar keine regelmässige Form. Die Krystalle besitzen vielfach die charakteristischen Abrundungen der Ecken oder jene eigenthümlichen Einbuchtungen, die stets mit wohlausgebildeter Basaltmasse erfüllt sind und als Einwirkungen der Corrosion durch das Magma aufzufassen sind. Die unregelmässig gestalteten, rund-eckigen Körner lagern sich oft zu prachtvoll polarisirenden grösseren Haufwerken neben einander. Bemerkenswert ist es, dass die Korngrösse der Olivine nie zu der so gleichmässig gross ausgebildeten der Augite herabsinkt. Die fremden Interpositionen bieten ausser den in anderen Basalten vielfach beobachteten Eigenthümlichkeiten nichts Bemerkenswertes. Sie bestehen aus impelluciden Magneteisenkörnchen oder -Oktaëderchen, aus unregelmässig gelappten Glimmerlamellen, aus farblosen Glaseinschlüssen,

aus wolken- oder schnürenartig auftretenden Gasporen und aus selbständig im Innern der Krystalle auskrystallisirter Basaltmasse. Die von Olivin häufig eingeschlossenen durchscheinenden Glieder der Spinellgruppe fehlen hier vollständig; fragliche, auf den ersten Blick dem Picotit sehr ähnliche Kryställchen lösten sich immer mit Leichtigkeit in Salzsäure. Einige Olivinkrystalle sind so stark mit Magneteisen erfüllt, dass die Olivinsubstanz nur noch in Form feiner Aederchen zwischen der dunklen Erzmasse hervorleuchtet. Auch rundliche Anhäufungen dieses opaken Erzes sind nicht selten.

Die Krystallformen bieten keine erwähnenswerte Abweichung von jenen anderer Vorkommen. Bermerkenswert erscheint nur das vereinzelte Auftreten der bereits von Kalkowsky[1]) und Doss[2]) beschriebenen und abgebildeten Durchkreuzungszwillinge nach dem Brachydoma $\breve{P}\infty$. Ein Durchschnitt parallel dem Makropinakoid, aus einem sich nebenbei noch durch eckig-rundkörniges Gefüge auszeichnenden Handstücke aus dem grossen Basaltplattenbruche stammend, möge hier seiner ausserordentlichen Schönheit halber kurz beschrieben sein (Fig. 1, Taf. IX). Die beiden verzwillingten Krystalle besitzen eine Länge von 1·3 und 1·1 Millimeter, sowie eine Breite von 0·5 und 0·4 Millimeter und sind vollkommen regelmässig verwachsen. Die beiden Brachypinakoide schliessen einen Winkel von genau 120° ein. Die Zwillingsnaht ist im zerstreuten Lichte nicht erkennbar, sie wird aber bei Anwendung der Nicols sofort durch den Unterschied der prachtvollen, gelben und blauen Polarisationsfarben deutlich sichtbar; und zwar hat sie dann, wie bei den von Doss abgebildeten Olivinzwillingen, einen geradlinig-zackigen Verlauf.

Die Löbauer Olivine sind reich an interessanten Zersetzungserscheinungen. In den meisten Fällen beginnt die Zersetzung an den Rändern, dringt auf Rissen und Sprüngen in das Krystallinnere ein und verwandelt unter gleichzeitiger Abscheidung gelblich-bräunlicher Eisenoxydationsproducte die angrenzende Olivinsubstanz in eine grüne oder bräunlich-gelbe oder auch röthliche, parallelfaserige serpentinöse Masse. Neben dieser üblichen Umwandlungsweise beginnt eine andere mitunter im Innern der Olivine, entweder von der Mitte

[1]) Kalkowsky: Ueber Olivinzwillinge in Gesteinen. Zeitschr. f. Krystallogr. 1885. Bd. X, pag. 17.

[2]) Br. Doss: Die basaltischen Laven und Tuffe der Prov. Haurân u. von Diret et -Tulûl in Syrien. Wien 1886, pag. 31—35.

des Krystalls ausgehend und von da aus nach und nach die ganze Substanz erfüllend, oder von einer zwischen Rand und Centrum gelegenen Zone anfangend und von da aus nach beiden Seiten fortschreitend. Letztere Erscheinung, welche bereits von Doss[1]) bemerkt wurde, braucht nicht an krystallographisch begrenzte Individuen, bei denen sich diese Zone nach den Umrandungen richtet, gebunden zu sein, sie tritt auch bei vollkommen unregelmässig gestalteten Körnern auf, und dann steht die Zersetzungszone zu der Umgrenzung in keinerlei Beziehung (Fig. 2). Da sie alsdann auch ihrerseits nicht krystallographisch regelmässig zu verlaufen pflegt, so ist vielleicht anzunehmen, dass ein unregelmässig begrenztes Olivinkorn umwachsen wurde von irregulär verlaufenden, chemisch nicht gleichmässig beschaffenen Zonen. Auch in diesen Fällen ist die Bildung eines schwach polarisirenden, parallelfaserigen, hell- bis dunkelgrünen Zersetzungsproductes charakteristisch.

Magneteisen durchzieht, ziemlich reichlich vorhanden, in Form schwarzer, impellucider und scharf begrenzter, meist eigenthümlich gezackter und gelappter Körner die ganze Gesteinsmasse. Häufig sind diese Körner von grell aufleuchtenden Apatitnadeln durchspiesst. Stellenweise ist das Magneteisen titanhaltig, wie sich aus dem local verschiedenen Auftreten spärlicher Mengen von Titansäure bei der chemischen Untersuchung herausstellt, sofern dieselbe nicht auch vielleicht zum Theil an Augit gebunden ist.

Vereinzelt zeigen sich in den Dünnschliffen stark pleochroitische, hellgelbe bis dunkelnelkenbraune, auffallend zerfetzte Blättchen von Biotit. Ausser schöner paralleler Spaltbarkeit zeigen sie keine besonders erwähnenswerte Eigenthümlichkeit. Auf Klüften im Basalte des an der Nordostecke der Humboldtwiese, in der zwischen dem Löbauer Berge und dem Schafberge befindlichen Satteleinsenkung gelegenen anstehenden Felsens finden sich bereits makroskopisch wahrnehmbare, dunkelbraunrothe Glimmertäfelchen, welche von Schneider[2]) als Rubellan beschrieben worden sind.

Apatit ist ein wohl nie fehlender mikroskopischer Gemengtheil. Er ist zumeist in feinsten, oft kaum bemerkbaren Nädelchen vorhanden und dann nur durch den Nachweis von Phosphorsäure mittelst der bekannten mikrochemischen Reaction mit molybdän-

[1]) Doss: l. c. pag. 35.

[2]) Schneider: Geognost. Beschr. des Löb. Berges, pag. 55.

saurem Ammon in salpetersaurer Lösung festzustellen.[1]) Seltener findet sich der Apatit in bereits makroskopisch erkennbaren Nadeln. In Drusen wurde er verschiedentlich wohlauskrystallisirt beobachtet und besass daselbst weingelbe bis grünlichgelbe Farbe.

Nach Möhl[2]) findet sich zwischen den Augiten blasscitronengelber Melilith. In meinen Präparaten war derselbe indess nirgends zu entdecken.

Die Drusenräume, welche sich besonders zahlreich im Basalte der Judenkuppe vorfinden, sind zumeist mit zeolithischen Mineralen ausgefüllt. Nach den im Dünnschliffe sich vorfindenden Krystallschnitten scheint Natrolith sich am häufigsten als Ausfüllungsmaterial zu betheiligen; viel seltener ist Phillipsit vorhanden. Manche der blendend weissen Mandeln sind nicht vollkommen von zeolithischem Material ausgefüllt, sondern enthalten im Innern noch Aragonit. Man kann vielfach beobachten, dass Drusenräume, welche oft ursprünglich mit grösseren Nephelin- oder Augitkrystallen ausgekleidet waren, zuerst von Natrolith, welcher sich in radialfaserigen Krystallcomplexen an den vorspringenden Ecken ansetzte, überzogen und dann von lebhaft polarisirendem Aragonit erfüllt wurden. Natrolith, sowie talk- oder speckstеinähnliche Zersetzungsproducte sind ferner das gewöhnliche Ausfüllungsmaterial der Risse und Klüfte im grossen Basaltplattenbruche. Er bildet daselbst bis 10 Centimeter mächtige, schneeweisse Lagen, welche massenhaft zierliche, mit feinsten, sich unter einander verfilzenden Krystallnädelchen ausgekleidete Drusen enthalten. Im frischen Zustande sind diese Kryställchen wasserklar, bei längerer Berührung mit der Luft werden sie trübe und zerfallen bald zu einer feinen, weissen, erdigen Substanz.

Endlich tritt auch Aragonit in schneeweissen, sowohl derben Mengen, als auch in stengeligen Aggregaten mit paralleler oder auch divergenter Anordnung der Individuen allein auf Klüften und Hohlräumen auf. Auf den Kluftflächen der Basaltplatten in dem verlassenen Steinbruche unterhalb der Judenkuppe bildet er durch radialstrahlige Anordnung der Stengel entstehende, rosettenförmige

---

[1]) A. Streng: Ueber die mikr. Unterscheidung von Nephelin und Apatit. N. Jahrb. f. Min. 1877, pag. 94—95.

[2]) Möhl: Die Basalte und Phonolithe Sachsens. l. c. pag. 99.

Aggregate, welche, bei der Dünne eines Papierblattes, einen Durchmesser von über 10 Centimeter erreichen können.

Ausser an dem von Schneider[1]) angegebenen Fundorte im Basalte an der Judenkuppe, fand sich Hyalit noch an dem oberen Nordostabhange des Schafberges auf den daselbst herumliegenden losen Basaltblöcken. Es bildet dies Mineral höchst selten bis 2 Millimeter starke, glashelle, traubige Rinden auf den Absonderungsflächen.

Ausscheidungen und Einschlüsse im Nephelinbasalt.

1. Ausscheidungen.

In allen Theilen des Löbauer Basaltgebietes finden sich häufig, vielfach nebeneinander gelagert, schlieren- oder knollenförmige Gesteinspartien, welche sich, mit blossem Auge betrachtet, oft gar nicht von Nephelindolerit unterscheiden lassen, indem sie wie dieser ausgezeichnete grobkrystallinische Structur besitzen. Unter dem Mikroskope indessen zeigt sich ihre Zugehörigkeit zum Basalte auf's deutlichste, indem die einzelnen Gemengtheile, wie z. B. die gelbbraunen Augite, vollkommen denen des Basaltes entsprechen, indem ferner in jeder Weise Uebergänge von feinkörnigem Basalte zu diesen grobkrystallinen Ausscheidungen nachweisbar sind. In der Regel lässt sich ein Anhäufen von Nephelinsubstanz erkennen, die sogar eine eigene Krystallform annehmen kann, welche dann die einzelnen Basaltgemengtheile, sämmtlich grobkrystallinisch ausgeschieden, einhüllt. Dabei ist die Nephelinmasse oft bereits vollständig in Natrolithsubstanz umgewandelt, welche auch häufig die bei der Zersetzung entstandenen Höhlungen mit den zierlichsten, weissen bis schmutzigbräunlichen Nädelchen auskleidet. Bemerkenswert erscheint es, dass bei zunehmender Korngrösse der grobkörnigen Ausscheidungen im Nephelinbasalte die Olivinindividuen an Zahl immer geringer werden und es ist anzunehmen, dass diese Ausscheidungen erheblich olivinärmer sind, ähnlich wie es Stelzner[2]) an den grobkrystallinen Ausscheidungen im Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad in Böhmen beobachtete. In mancher der im grossen Basaltplattenbruche aufgefundenen Ausscheidungen liess sich auffallender Reichthum an parallelgeordneten, sehr langen, dünnen,

[1]) Schneider: Geogn. Beschr. des Löb. Berges. l. c. pag. 50.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1835, 35. Bd., pag. 277—288.

hellglänzenden, mit blossem Auge bereits erkennbaren Apatitnadeln bemerken, die aber nur selten die charakteristischen centralen Interpositionen führen. Aehnlich wie beim Nephelindolerit findet sich zwischen den einzelnen grösseren Krystallen eine sogenannte Zwischenklemmungsmasse, bestehend aus ganz kleinen, eisblumenartig verlaufenden, farblosen Sanidinen, spärlichen Augitmikrolithen, sowie einzelnen Erzpartikelchen. Mitunter war etwas Eisenglanz zu bemerken.

Die grobkrystallinen Ausscheidungen enthalten hier und da primäre Hohlräume, welche mit grossen, wohlausgebildeten, weissen, theilweise mit einem eigenthümlichen bräunlichen Häutchen überzogenen Nephelinprismen oder mit tiefschwarzen, glänzenden, tafelförmigen Augiten ausgekleidet sind, zwischen denen zierliche, treppen- oder kettenartig angeordnete Magneteisenoktaëderchen oder grünliche bis weingelbe, über 3 Millimeter lange Apatitnadeln zu sehen sind.

Neben den grobkörnigen Ausscheidungen sämmtlicher Gemengtheile finden sich auch solche einzelner. So konnten im grossen Basaltplattenbruche inmitten der dunklen Basaltmasse mehrfach bis Haselnussgrösse erreichende Nephelinkrystalle beobachtet werden. Ebenso wurde eine Ausscheidung von Augitsubstanz gefunden, welche die gewöhnliche Krystallform dieses Minerals angenommen hatte und welche in Folge ihrer pechschwarzen Farbe lebhaft von dem bereits etwas verwitterten, umgebenden Basalte contrastirte. Die Kantenlänge des Prismas dieser Ausscheidung erreichte 10 Centimeter. Unter dem Mikroskope zeigte dieser Krystall bräunlich-gelbe Farbe, Andeutungen von zonalem Aufbaue, indem der Rand dunkler gefärbt war als die Mitte, ferner der Prismenkante parallel angeordnete Einlagerungen reiner oder auch zersetzter Nephelinsubstanz und regellos gestaltete Fetzen eines braunen Glases. Endlich waren auch noch Apatitnadeln und Erzpartikel eingelagert.

2. Einschlüsse.

Dem Reichthum an grobkrystallinen Ausscheidungen steht eine verhältnismässige Armuth an Einschlüssen gegenüber. Es lassen sich diese Einschlüsse in solche gliedern, welche sich ihrer Zusammensetzung und ihrem Auftreten nach dem über dem Basalte liegenden Nephelindolerit zugehörig erweisen, und in solche, vollständig fremde, deren Bestandtheile mit denen der Löbauer Nephelingesteine keine Gemeinschaft besitzen.

Die ersterwähnten Einschlüsse zeigen in ihrem Auftreten eine eigenthümliche Localisirung, indem sie nur in der obersten Region des Basaltes, und zwar stets in unmittelbarer Nähe des über dem Basalte liegenden Nephelindolerits zu beobachten sind. So werden sie z. B. besonders zahlreich in dem nur wenige Meter unter dem Nephelindoleritgebiete angelegten Basaltbruche unterhalb der Judenkuppe gefunden; bis jetzt sind sie aber noch nie in dem ungefähr 40 Meter tiefer gelegenen grossen Basaltplattenbruche, welcher durch seine gewaltige Ausdehnung einen umfassenden Einblick in das Berginnere gewährt, angetroffen worden. Die in Rede stehenden Einschlüsse sind gewöhnlich von Kopf- bis Nussgrösse, können aber auch ganz bedeutende Dimensionen erreichen und contrastiren durch ihre grobkrystallinische Structur und durch hellere Farbe lebhaft von dem umhüllenden Basalte. Bei der Beantwortung der Frage nach der Zusammengehörigkeit dieser Einschlüsse mit dem über dem Basalte liegenden Nephelindolerit, welche eine Präexistenz des letztgenannten Gesteines voraussetzen würde, lassen folgende Momente einen Zusammenhang als thatsächlich bestehend erscheinen:

1. Sprechen die unregelmässigen eckigen, nur in seltenen Fällen rundlichen Umrisse, die scharfen Begrenzungen und das unter dem Mikroskope zu beobachtende scharfe Abschneiden der einzelnen Gemengtheile an den Grenzen nach dem Basalt zu für die fragmentarische Natur;

2. lässt das an die unmittelbare Nähe des Nephelindolerits gebundene Auftreten dieser Einschlüsse dieselben als von jenem durch das empordringende Basaltmagma losgerissene Bruchstücke und Schollen, die aber nicht tief in die zähflüssige Masse einsinken konnten, erkennen;

3. gleichen die Dünnschliffe von den besagten Einschlüssen denen von benachbartem Nephelindolerit vollständig; sie sind aber wesentlich verschieden von den Präparaten, welche von obenerwähnten im Handstücke sehr ähnlichen, überall im Basalte auftretenden grobkrystallinen Ausscheidungen der Gemengtheile angefertigt wurden. So sind z. B. die violetten Augite, die auffallend grossen, an centralen Interpositionen reichen Apatite dem Nephelindolerit und den fraglichen Einschlüssen eigen, während die hellen, mehr gelblichen Augite und die kleineren, an Interpositionen ärmeren Apatite der grobkrystallinen Ausscheidungen denen des Basaltes an

Farbe und Art der Ausbildung entsprechen. In dem Basalt kommen daher sowohl zugehörige, nur doleritähnliche Ausscheidungen, als auch fremde Bruchstücke wirklichen Nephelindolerits vor.

Die vollständig fremden Einschlüsse endlich sind über das gesammte Basaltvorkommen verbreitet. Bemerkenswert erscheint es, dass sie bei zunehmender Tiefe immer reichlicher auftreten, als in den oberen Basaltregionen, eine Thatsache, welche in dem hierzu einen sehr geeigneten Aufschluss bietenden grossen Basaltplattenbruche leicht bemerkbar ist. Sie finden sich in Gestalt unregelmässig contourirter, bis Kopfgrösse und darüber erreichender Fragmente und bestehen im wesentlichen entweder aus einem mattgrünen bis nelkenbraunen, vielfach radialfaserig-stengeligen Minerale, das sich unter dem Mikroskope als ein langsäulenförmig, seltener körnig ausgebildeter, im Dünnschliffe fast farblos bis hellgrün werdender Augit erweist, oder aus einem mehr tafelförmigen, im frischeren Zustande wasserhellen bis farblosen Minerale, welches seinem optischen und krystallographischen Verhalten zufolge dem Sanidin zuzurechnen ist. Beide Gemengtheile nehmen in den verschiedensten Mengungsverhältnissen an der Zusammensetzung genannter Einschlüsse theil und bedingen dadurch die zwischen Mattgrün und Weiss schwankende Farbe derselben. Stellenweise erfolgt selbst ein vollkommenes Zurücktreten des einen Gemengtheils zu Gunsten des andern, oder sie mengen sich überhaupt nicht und lagern sich umeinander. In letzterem Falle ist es merkwürdigerweise stets der grüne Augit, welcher mit dem umhüllenden Basalte, durch scharfe Grenzen deutlich geschieden, in Berührung tritt, und der so gewissermassen einen Mantel um die weisse, feldspathige Masse bildet.

Der Sanidin verfällt leicht der Verwitterung und bildet dann eine trübe, kaolinartige Substanz. Diese ist vielfach ausgelaugt und fortgeführt worden und füllt dann benachbarte Spalten und Hohlräume aus. Durch diese Auslaugung erlangen die in Rede stehenden Einschlüsse, zumal der Augit der Zerstörung viel mehr Widerstand leistet als der Sanidin, ein eigenthümlich poröses Ansehen. Ist die gesammte Feldspathsubstanz im Innern weggeführt worden, so bleiben nur hohle, schmutziggrüne, mandelähnlich geformte Augitaggregate zurück. Der Augit geht endlich in grünliche delessitische Zersetzungsproducte über.

Isolirter, verhältnismässig frischer Sanidin besass ein spec. Gewicht von 2·5864.

Unter dem Mikroskope lassen sich in diesen Einschlüssen ausser Augit und Sanidin noch stellenweise dunkelbraune, durchscheinende bis undurchsichtige Eisenglanzlamellen und -blättchen, ferner stark pleochroitische, honiggelbe Biotitfragmente und roth-braune Titaneisenfetzchen mit den charakteristischen Leukoxen-Zersetzungsproducten erkennen. Von grossem Interesse ist das Auftreten von ausserordentlich zierlichen, oft reihenartig angeordneten Spinell-(Zeilanit)-Oktaëderchen von hellgrüner Farbe und von fuchsrothen bis orangegelben, oder auch bräulichgrünlichen, seltener fast farblosen Rutilkryställchen. Letztere weisen die Krystallformen ∞P. $\infty P\infty$. P auf. Ausserdem sind die bekannten Kniezwillinge häufig zu bemerken. Die Rutilkryställchen gehen in feinste rothe Härchen über, welche entweder büschelförmig neben einander liegen oder verworren filzige Aggregate bilden, ähnlich wie es die Rutilmikrolithen im Quarz zu thun pflegen. Noch ist hervorzuheben, dass die Sanidintäfelchen reich an parallel zu den Umrandungen angeordneten Gas- und trüben Glaseinschlüssen sind, und dass gar keine Augitzwillinge zu beobachten waren. Nur sehr spärlich liegen innerhalb der Augitsubstanz grössere Krystallrudimente derselben Materie. Quarz fehlt gänzlich.

Ohne Zweifel sind die eben beschriebenen Einschlüsse Fragmente eines von Basaltmagma durchbrochenen Gesteines, über dessen Natur aber vor der Hand noch jeder Aufschluss fehlt. Es haben nämlich, allem Anscheine nach, unter dem Einflusse des einhüllenden Basaltmagmas in den losgerissenen Bruchstücken bedeutende Um-, resp. Neubildungen stattgefunden, welche ein Erkennen des ursprünglichen Gesteines nicht mehr ermöglichen. Nicht ausgeschlossen ist es, dass sie einst dem den Löbauer Berg umgebenden Granit angehörten.

2. Nephelindolerit.

Der Nephelindolerit tritt anstehend nur an den beiden Gipfeln des Löbauer Berges auf. In einem Steinbruche, welcher am Nordabhange des Schafberges angelegt worden ist, findet man Aufschluss über die Lagerungsverhältnisse. Im übrigen ist der Nephelin-

dolerit nur in Form loser Blöcke über die Berghänge verbreitet. An den wenigen Aufschlüssen zeigt er bankartige Lagerung und unregelmässig-polyëdrische Absonderungsformen.

Im frischen Zustande ist er von schwärzlich-grüner Farbe; bei beginnender Verwitterung wird er heller. Es treten dann weisse, gelbe, braune, röthliche, selbst ziegelrothe Färbungen auf, welche dann, da der eine Gemengtheil, der Augit, nur sehr schwer von den Atmosphärilien u. s. w. angegriffen wird, stets mit schwarzen Sprenkeln versehen sind. Auffallend ist der Reichthum an Nephelindoleritvarietäten, welcher, wie bereits von Schneider[1]) festgestellt wurde, von den verschiedenen Farben des Nephelins, von der Verschiedenheit der Antheilnahme der Gemengtheile an der Zusammensetzung, von der Verschiedenheit der Kornausbildung, von der Verschiedenheit der Form der einzelnen Componenten und endlich durch die Anwesenheit von accessorischen Gemengtheilen bedingt wird. Eigenthümlich ist es aber, dass fast alle die durch Farbengegensätze hervorgerufenen Varietäten, so sehr sie auch im Handstücke von einander abweichen, im Dünnschliffe unter einander ausserordentlich ähnlich sind.

An der Zusammensetzung des Nephelindolerits nehmen in erster Linie Nephelin und Augit theil. Dazu kommen Olivin, Magneteisen, titanhaltiges Magneteisen (das Trappeisen Breithaupt's), Titaneisen, Apatit, Biotit (Rubellan), eine Reihe zeolithischer Minerale (Natrolith, Phillipsit, Stilbit u. a.) und eine zwischen die grösseren Krystalle eingelagerte sogenannte Zwischenklemmungsmasse, welche ausser an oben erwähnten Gesteinsgemengtheilen noch reich an einem feldspathigen Minerale ist. Der von Breithaupt und Schneider[2]) angegebene Melilith wurde in der grossen Anzahl von Präparaten nicht gefunden.

Ueber die chemische Natur des Nephelindolerits gab bereits Heidepriem[3]) durch folgende zwei Analysen Aufschluss:

---

[1]) Schneider: Geogn. Beschr. des Löb. Berges. l. c. pag. 10—16.

[2]) Breithaupt und Schneider: Isisbericht. 1866, pag. 113.

[3]) Heidepriem: Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. II, 1850, pag. 147—149.

SiO_2	41.13	42.12
Al_2O_3	14.33	14.35
Fe_2O_3	6.61	13.12
FeC	7.20	—
MnC	0.06	0.18
MgO	5.33	6.14
CaO	12.23	13.00
Na_2O	4.38	4.11
K_2O	1.70	2.18
P_2O_5	1.65	1.65
TiO_2	—	0.54
$CaCl_2$	0.04	0.04
$CaFl_2$	0.27	0.27
H_2O	3.42	3.42
	98.35	101.12

Das spec. Gewicht wurde aus einer Reihe von Bestimmungen = 2.9916 gefunden. Die einzelnen Gesteinsgemengtheile bieten mannigfache Eigenthümlichkeiten:

Der Augit tritt in grossen wohlausgebildeten Krystallen von pechschwarzer Farbe auf. Er verfällt sehr schwer der Verwitterung und lässt in Folge dessen oft an den den Lufteinflüssen besonders ausgesetzten Stellen des Gesteines, wo der Nephelin leicht herauswittert und vom Regen weggespült wird, seine Krystallformen dem unbewaffneten Auge erkennen. Ausserdem findet er sich in Hohlräumen frei auskrystallisirt und bildet daselbst zierliche Krystallgruppen. Die Krystalle zeigen die Combination ∞P. $\infty P\infty$. $\infty\breve{P}\infty$. P. Durch Ueberwiegen von $\infty\breve{P}\infty$ wird häufig ein tafelartiger Habitus bedingt.

In den „Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen" veröffentlichte Merian[1]) folgende Analyse von Augit aus dem Löbauer Nephelindolerit:

SiO_2	45.18
Al_2O_3	8.48
Fe_2O_3	6.21
$Fe(Mn)O$	5.75
MgO	11.63
CaO	23.26
Na_2O	1.20
K_2O	Spur
TiO_2	0.79
	102.50

Spec. Gew. = 3.425.

[1]) A. Merian: N. Jahrb. für Min. 1884, III. Beilageband, pag. 281.

Unter dem Mikroskope zeigen die Augitschnitte scharfe Begrenzungen, dunkle, meist braunviolette bis chocoladenbraune Farbe und auffallend schönen Pleochroismus (b = violett, a und c = gelblich bis bräunlich). Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P\infty$ gegen die prismatische Spaltbarkeit betrug nach zahlreichen Messungen im Maximum 44°. Zonaler Aufbau, zum Theil durch Verschiedenheit der Färbung oder der Auslöschung gekennzeichnet, zum Theile durch parallel den Umrissen eingelagerte Interpositionen bemerklich gemacht, findet sich nicht selten. Dabei sind die einzelnen Zonen nicht immer einander geometrisch ähnlich. Die äusseren Zonen sind in der Regel intensiver violett gefärbt, als die inneren. Zwillinge nach $\infty P\infty$ sind sehr häufig, ebenso auch die dünnen eingeschalteten Zwillingslamellen, welche mitunter bereits innerhalb des Krystalls enden. Eine ganz ausserordentlich häufige Erscheinung ist das Auftreten jener zuerst durch die Untersuchungen von van Werveke[1]) bekannt gewordenen Augite mit sanduhr- und briefcouvertähnlichem Aufbaue. Derartige Augite, welche mit seltener Schönheit massenhaft vorhanden sind, fehlen in keinem Präparate. Hier und da ist ihnen auch noch eine parallel dem Orthopinakoide verlaufende Zwillingslamelle eingefügt.

Bemerkenswert erscheint die auffallend stark ausgeprägte Rissigkeit einzelner Augitkrystalle.

Ausser den mit den Augiten vergesellschafteten Mineralen, wie hellaufleuchtenden, farblosen, meist scharfbegrenzten Apatiten, impelluciden, reihenartig angeordneten Magneteisenkörnern, unregelmässig gestalteten Biotitlamellen u. s. w. finden sich als fremde Interpositionen noch ganz regellos geformte, oft schlauchähnliche, gelbe bis braune, undurchsichtige Glaspartikel.

Nur in seltenen Fällen lässt sich eine randlich beginnende Umwandlung des Augites in ein intensiv grünes, delessitisches Zersetzungsproduct nachweisen.

Der Nephelin erscheint ebenfalls in grossen Krystallen oder, wo seine Gestalt durch die jederzeit wohl ausgebildeten Augite beeinträchtigt wird, in krystallinen Körnern. Im frischen Zustande ist er wasserhell und durchsichtig; je weiter er sich zersetzt, desto mehr wird er trübe und desto leichter nimmt er Zersetzungsproducte

[1]) van Werveke: Beitrag zur Kenntnis der Limburgite. N. Jahrb. für Min. 1879, pag. 483.

benachbarter Gesteinsgemengtheile an und wird dann, besonders durch eingeführte Eisenverbindungen, grünlich, gelblich, bräunlich, ja selbst röthlich gefärbt.

Frei auskrystallisirte Nepheline, welche mit Augit und Apatit vergesellschaftet im anstehenden Nephelindoleritfels am Waldrande an der Nordostecke der Humboldtwiese gefunden wurden, erreichten bei einer Dicke von 10 Millimetern fast 30 Millimeter Prismenlänge. Dieselben waren stets von grauer und weisser Färbung. Von Krystallformen zeigten sich nur ∞P und $0P$. Die Krystalle sind in der Regel mehr langsäulenförmig, als in niederen Prismen ausgebildet. Infolge der Einfachheit der Krystallformen sind auch die Schnitte nur Rechtecke oder Hexagone. Die bereits angegriffenen Nepheline pflegen sich bei sonst gleicher Dicke den spärlicheren frischeren gegenüber durch intensivere Polarisationsfarben, — hellgelb, himmelblau, — auszuzeichnen. Die Verschiedenheit der Polarisationsfarben lassen öfters grössere, anscheinend homogene Nephelinpartien als aus verschieden orientirten Individuen zusammengesetzt erkennen.

An Interpositionen im Nephelin sind zu nennen durch ihre Grellheit auffallende Apatitnadeln, Magneteisenkörnchen, farblose bis hellbräunliche Glaseinschlüsse und regellos gelagerte Schnüre und Wolken einer dunklen, äusserst feinen, staubähnlichen Substanz, welche sich als in Salzsäure löslich erwies, deren weitere Untersuchung aber der ausserordentlichen Kleinheit wegen unthunlich war. Eine zonale Anordnung genannter Einschlüsse wurde nicht beobachtet. Auf den regellos verlaufenden Rissen und Spalten wurden nicht selten vielverzweigte, gelblich-bräunliche, seltener schwarze Dendriten bemerkt.

Von Interesse sind die Zersetzungserscheinungen des Nephelins. Der Beginn derselben wird dadurch eingeleitet, dass sich feinste, parallele, oft auf den Umrandungen senkrecht stehende Risschen bilden, von denen aus nach und nach franzenartig in das Innere hineinragende, isabellfarbene, scheinbare Fäserchen ausgehen, welche sich, unter stärkster Vergrösserung betrachtet, als winzige Hohlcylinderchen erweisen, deren Innenwände hier und da mit gelblichen Eisenoxydschüppchen ausgekleidet sind. In der Folge erfüllen diese Gebilde die ganze Krystallmasse und es tritt dadurch eine Trübung ein. In der trüben Nephelinsubstanz entstehen dann graue, matte und undurchsichtige Flecken, die sich nach und nach vergrössern

und ziemlich unmerklich Aggregatpolarisation annehmen. Inmitten dieser Flecke lassen sich bald Andeutungen einer beginnenden Auskrystallisation bemerken, es treten einzelne Complexe zu radialfaserigen Aggregaten zusammen, innerhalb derselben geben sich Krystalle zu erkennen, und nach und nach ist der ehemalige Nephelinkrystall von einem Haufwerke zeolithischer Nadeln erfüllt. Nebenbei entstehen durch theilweise Fortführung der Zersetzungsproducte kleine Drusen, deren Innenwände von den zierlichsten, wieder hell und durchsichtig ausfallenden Krystallen ausgekleidet sind. Die mikroskopische Untersuchung dieser Neubildungen lässt dieselben als zeolithische Minerale, als Natrolith und Phillipsit erkennen.

Der Magnetit zeigt sich in Krystallen oder Körnern von sehr wechselnden Dimensionen. In einigen Nephelindoleritvarietäten ist er nur mit dem Mikroskope erkennbar, in anderen tritt er erbsengross, oft mit den gleichfarbenen Augiten verwechselbar, in Form matter, eisenschwarzer Körner auf, welche nach Schneider stark magnetisch sind. In Höhlungen aufgewachsene Krystalle sind selten. Wenige, an dem mehrfach erwähnten, drusenreichen Nephelindoleritfelsen an der Nordostecke der Humboldtwiese gefundene, schön ausgebildete, bis 2 Millimeter Kantenlänge zeigende Oktaëder verriethen grosse Neigung zur Bildung regelmässiger Gruppen oder Ketten, ähnlich der bekannten mikroskopischen Ausbildung. Einzelne Magneteisenoktaëder zeigten durch Abstumpfung der Ecken die Flächen des Würfels; sehr selten liess sich auch eine Abstumpfung der Kanten durch die Flächen des Rhombendodekaëders bemerken.

Unter dem Mikroskope offenbarte sich, abgesehen von massenhaften Durchspiessungen regellos gelagerter Apatitnadeln, welche bisweilen noch einen ihren Umgrenzungen entsprechenden Kern von Magneteisensubstanz einschlossen, keine besonders erwähnenswerte Eigenthümlichkeit.

Stellenweise findet sich, wie aus der schweren Löslichkeit in Salzsäure zu ersehen ist und wie auch bei den Untersuchungen Calberla's [1]) dargethan wurde, ein beträchtlicher Titangehalt. Eine Einlagerung von Rutilnädelchen war indessen in diesen Körnern nicht bemerkbar. Titanhaltige Magneteisenkörner finden sich in

[1]) Calberla: Analyse eines Titaneisenerzes aus dem Nephelindolerit vom Löbauer Berge. (Isisberichte. 1886, pag. 136—137.)

grosser Anzahl in den losen Blöcken, welche den Nordfuss des Schafberges und den Nordabhang des Löbauer Berges bedecken, sowie auch am Fusse einer die Südostecke des Schafberges bildenden, steilabfallenden Nephelindoleritfelswand. Die bezeichneten losen Blöcke zeichnen sich stets durch eine auffallend rothe Verwitterungskruste aus. Bemerkenswert ist ausserdem, dass die titanhaltige Magneteisenkörner führenden Nephelindoleritvarietäten sich durch ausserordentlich grobkörnige Ausbildung von den übrigen Varietäten unterscheiden, und dass diese Magneteisenkörner, von denen viele von Haselnussgrösse beobachtet wurden, ausser an Korngrösse, auch an Massenhaftigkeit des Auftretens die übrigen Gesteinsgemengtheile übertreffen. So gibt es Abarten, welche mehr dieses Magnetits enthalten, als die Summe von Augit und Nephelin beträgt.

Unter dem Mikroskope zeigt das titanhaltige Magneteisenerz keine Abweichung. Zersetzungsproducte liessen sich nirgends nachweisen.

Wie im Nephelinbasalte, so fehlt auch im Nephelindolerite der Apatit in keinem Dünnschliffe, und zwar findet er sich in Form langer, dünner, sechsseitiger Nadeln, die zumeist mit dem Pinakoid, selten mit der Pyramide enden. Stellenweise erreicht er ansehnliche Grösse, so dass er mit Leichtigkeit mit dem blossen Auge wahrgenommen werden kann. Es wurden Apatite von über 3 Centimeter Länge und $^1/_2$ Millimeter Dicke beobachtet. Sich büschelförmig verbreitend oder eigenthümlich parallel angeordnet, durchzieht er sämmtliche Gesteinsgemengtheile und erweist sich so als eines der zuerst zur Auskrystallisation gelangten Minerale. Einzelne frei in Hohlräume hineinragende Krystalle sind farblos, seltener sind sie grünlich oder auch weingelb gefärbt. Nicht selten sind die Apatitnadeln, der basischen Spaltbarkeit oder Ablösung folgend, zerbrochen und die einzelnen Fragmente sind gegeneinander verschoben. Endlich waren auch gebogene Apatitnadeln zu beobachten.

Für den Apatit sind die Einlagerungen ausserordentlich charakteristisch. Dieselben bestehen in parallel der Hauptaxe, meist central gelagerten Einschlüssen, welche entweder die Krystallform nachahmen und dieselbe oft bis auf eine kleine randliche Zone ausfüllen, oder eine unbestimmte, meist rundliche Gestalt besitzen. Zuweilen durchziehen sie in Reihen geordnet den Krystall der ganzen Länge nach. Die in Rede stehenden Einschlüsse werden entweder aus einer

staubartigen, schmutzigen, nicht näher bestimmbaren Materie gebildet, oder sie gehören tiefschwarzem, impellucidem, compactem Magneteisen an. Namentlich bemerkenswert und wohl nur selten sonst wahrgenommen sind aber jene „Seelen“ im Apatit, welche aus einem sehr feinkörnigen, doch wohl erkennbaren Gemenge der Gesteinsminerale bestehen, aus einem Aggregat von Augit, Nephelin und Magnetit (Fig. 5—11). Manche Apatitsäulen führen zwei parallele Reihen dieser Einschlüsse. Endlich finden sich noch an Stelle dieser Einschlüsse in ihren Umrissen die Apatitkrystallform nachahmende Hohlräume.

Nach Möhl [1]) soll Tridymit den Apatit in Höhlungen überkrusten. Diese Angabe konnte indessen nicht bestätigt werden.

Ueber die Anwesenheit des Olivins finden sich widersprechende Angaben. Schneider [2]) betont seine Abwesenheit; nach G. Rose [3]) ist derselbe doch zugegen und findet sich in einzelnen Körnern; Zirkel [4]) sagt, dies Mineral scheine nicht vorhanden zu sein; auch Möhl [5]) hat Olivin nicht gefunden. Der wahre Sachverhalt ist, dass der Olivin zwar in den oberen Theilen der Ablagerung, an welche sich bisher fast alle früheren Untersuchungen knüpften, in der That oft fehlt oder nur äusserst spärlich vorhanden ist, in den unteren Theilen, z. B. am schwarzen Winkel, dagegen selten vermisst wird. Zumeist befindet sich der Olivin in weit vorgeschrittenen Stadien der Zersetzung und ist dann leicht zu erkennen und vor Allem von Nephelin und Apatit zu unterscheiden. Als Zersetzungsproducte zeigt er intensiv grün oder roth gefärbte serpentinöse Massen. Im Uebrigen ist, abgesehen von dem seltenen Auftreten von Olivinkrystallgerippen, wie sie Fig. 3 und 4 zeigen, keine weitere Besonderheit vorhanden.

Einen Gemengtheil, welcher mit dem von Breithaupt [6]) bestimmten und auch von G. Rose [7]) angeführten „chromoxydhaltigen Zeilanit“ (Picotit) übereinstimmte, habe ich nirgendwo ge-

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1873, pag. 610.

[2]) Schneider: Geogn. Beschr. d. Löb. Berges. l. c. pag. 28.

[3]) G. Rose: Zeitschrift d. deutschen geol. Ges. 1868, pag. 232.

[4]) Zirkel: Basaltgesteine, pag. 176.

[5]) Möhl: Die Basalte und Phonolithe Sachsens. l. c. pag. 166.

[6]) Breithaupt: Zeilanit (Pleonast) vom Löbauer Berge. Berg u. Hüttenmänn. Ztg. 1868, pag. 4.

[7]) G. Rose: Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1868, pag. 232.

funden; auch blieben Nachforschungen nach dem Verbleibe der ihn enthaltenden, von Breithaupt untersuchten Stücke erfolglos.

Ein verhältnismässig spärlicher Gesteinsgemengtheil ist der Magnesiaglimmer, von Breithaupt seiner rothen bis rothbraunen Farbe wegen als Rubellan bestimmt. Sehr selten findet er sich makroskopisch wahrnehmbar, in Gestalt dünner, sechsseitiger Blättchen. Unter dem Mikroskope zeigt er unregelmässig gelappte Lamellen, die im Längsschnitte ausgezeichneten, zwischen Hellgelb und Röthlichbraun schwankenden Pleochroismus besitzen.

Zwischen die nicht immer eng aneinander gelagerten grösseren Augit- und Nephelinkrystalle klemmt sich häufig eine graulichgrüne bis dunkelbräunliche dichte Substanz, welche augenscheinlich die bei der Auskrystallisation der einzelnen Gesteinsgemengtheile übriggebliebenen Rückstände enthält. Bei stärkerer Vergrösserung erweist sich diese Zwischenklemmungsmasse vorwiegend als eine vollkommen zersetzte Substanz, welche jedenfalls von einem sich nur sehr selten noch im frischen Zustande vorfindenden, hellbräunlichen Glase abstammt. Darin sind hellaufleuchtende, eisblumenähnlich oder fächerförmig auseinanderlaufende, kleinste Leistchen und Täfelchen eingebettet. Auf Hohlräumen innerhalb der Zwischenklemmungsmasse im Nephelindolerit vom anstehenden Fels an der Nordostecke der Humboldtwiese finden sich nicht gerade häufig frei auskrystallisirte, seltener eingewachsene, starken Glasglanz und treffliche Spaltbarkeit besitzende Kryställchen. Diese Kryställchen und die obenerwähnten Leistchen bleiben bei längerer Behandlung mit Salzsäure unlöslich und erweisen sich, insbesondere nach Beobachtung ihrer mikroskopischen Eigenschaften, als ein Feldspathmineral. Eine polysynthetische Zwillingsstreifung, welche Merian[1]) in einzelnen Fällen beobachtete, konnte nicht wahrgenommen werden. Der Mangel an einer polysynthetischen Zwillingsstreifung, die Beobachtung der Auslöschungsrichtung in dazu geeigneten, zahlreich vorhandenen Schnitten, sowie endlich die mineralischen Eigenschaften jener Kryställchen veranlassen mich, diese feldspathigen Gebilde dem Sanidin zuzurechnen.

Die frei ausgebildeten Kryställchen erlangen durch Vorwalten von $\infty P\infty$ und $0P$ rechtwinkelig säulenförmigen Habitus und sind mitunter zu Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetze verwachsen.

[1]) Merian: Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. Jahrb. f. Min. 1884, III. Beilageband, pag. 280.

Ebenso zeigen viele der obenerwähnten Leistchen, namentlich bei Beobachtung im polarisirten Lichte, eine dem Karlsbader Zwillingsgesetze entsprechende Verwachsungsnaht.

Infolge paralleler Lagerung der Sanidinleistchen und -täfelchen zeigt die Zwischenklemmungsmasse häufig ausgezeichnete Mikrofluctuationsstructur.

Die obenerwähnte ehemalige Basis ist in ihrem gewöhnlichsten Erhaltungszustande ein äusserst fein gekörneltes oder verworren faseriges, schwach polarisirendes, delessitisches Aggregat von zumeist prächtig grüner, seltener gelblicher oder rothbrauner Farbe.

Neben den mikrolithenartigen Sanidinkryställchen finden sich noch in der Basis eingelagert die scharf sechsseitigen Apatite mit ihren centralen Interpositionen, Magneteisen wie in Fig. 16, und unvollständige skeletartig ausgebildete, violette Augite, welche anscheinend durch plötzliche Verfestigung des noch nicht zur Auskrystallisation gelangten Restes des Basaltmagmas an einer vollkommenen Ausbildung verhindert worden sind. An den Apatitnädelchen der Zwischenklemmungsmasse hängen mitunter ein oder mehrere Tropfen eines schmutzig graubraunen Glases, ähnlich denen, welche Zirkel[1]) abgebildet und beschrieben hat (Fig. 12—14). Diese Glastropfen sind zum Theile noch vollkommen frisch, zum Theile sind sie zersetzt und bilden dann oft merkwürdige, in Fig. 15 abgebildete, radialfaserige, den Schopffedern der Pfaue ähnliche Fähnchen.

Oefters ist die grüne, delessitische Substanz noch weiter zersetzt und dann theilweise fortgeführt worden. An ihre Stelle treten in letzterem Falle die Zersetzungsproducte anliegender Gesteinsgemengtheile, welche dann in zierlichsten Natrolithsecretionen die entstandenen secundären Hohlräume ausfüllen. Ebenso setzen sich an die ursprünglich die Zwischenklemmungsmasse durchspiessenden Apatite, welche der Zersetzung länger Widerstand leisten, feine Natrolithkryställchen an und bilden rings um dieselben radialstengelige Aggregate.

Aehnlich wie die Lücken zwischen den einzelnen Gesteinsgemengtheilen werden durch die Zwischenklemmungsmasse die feinen Risse und Spältchen ausgefüllt, welche im Laufe der Gesteinsverfestigung durch die damit verbundene Volumveränderung entstanden waren.

---

[1]) Zirkel: Die mikr. Beschaffenheit der Min. u. Gest. 1873, pag. 75.

Die als Infiltrationsproducte auftretenden secundären, zeolithischen Minerale kommen, wie das Mikroskop lehrt, an den einzelnen Orten sämmtlich nebeneinander vor und bilden entweder weisse, gelbliche oder röthliche, dichte Mandeln, oder sie überkrusten sammtartig die Wände der Höhlungen, oder endlich sie zeigen ausserordentlich zierliche Krystalldrusen, in denen dann allerdings zumeist nur ein Mineral für sich zur vollkommenen Auskrystallisation gelangt ist. Als gewöhnliche Infiltrationsproducte sind zu nennen: Natrolith und Phillipsit; nur in wenigen Fällen waren in losen Blöcken vom Nordabhange des Schafberges dünntafelförmige oder blätterige Aggregate von prachtvollen Perlmutterglanz besitzendem Stilbit zu beobachten. Frei auskrystallisirter Natrolith tritt in langen, weissen Nadeln mit stumpfpyramidaler Endigung auf; Phillipsit zeigt selten die wie rhombische Individuen aussehenden einfachen Durchkreuzungszwillinge, sodann auch kurz säulenförmige Doppelzwillinge.

Das seltene Vorkommen, wie auch die aussergewöhnliche Kleinheit reiner Kryställchen verhinderten die Ausführung chemischer Analysen. Schneider[1]) nimmt auf Grund eines 4·46procentigen Kalkgehaltes in einer von Peck ausgeführten Analyse eines hierhergehörigen zeolithischen Minerals an, dass dasselbe Mesolith sei, d. h. ein Gemenge von Natrolith und Skolezit. Es scheint indess der verhältnismässig geringe Kalkgehalt untrennbaren Beimengungen von Phillipsit zu entstammen und das analysirte Mineral selbst Natrolith zu sein.

Unter dem Mikroskop documentirt sich der Natrolith entweder in der Form langer Nadeln mit fast quadratischem Querschnitte und mattblauer Polarisation, oder in Gestalt radialfaseriger, lebhafte Aggregatpolarisation zeigender Anhäufungen einer trüben Substanz. In letzterer hauptsächlich finden sich zahlreiche eingebettete Phillipsitverzwillingungen.

Am steilabfallenden Felsen am Nordabhange des Löbauer Berges, auf welchem die Restauration zum Honigbrunnen errichtet worden ist, steht über dem typischen Nephelinbasalte, welcher noch Andeutungen von plattenförmiger Absonderung zeigt, eine ausserordentlich feinkörnige, basaltähnliche Gesteinsvarietät an, welche sich bei eingehenderer Untersuchung als ein

[1]) Schneider: Geogn. Beschr. d. Löb. Berges. l. c. pag. 42.

3. Nephelinanamesit

erweist. Reichlich vorhandener, mit blossem Auge erkennbarer Nephelin verleiht dem dunklen Gesteine eigenthümlichen Fettglanz.

Structur wie Zusammensetzung lassen diese Varietät unzweideutig als ein Verbindungsglied zwischen Nephelinbasalt und Nephelindolerit erkennen.

Ganz entsprechende anamesitische Varietäten finden sich am Wege, welcher von der Judenkuppe nach dem sogenannten schwarzen Winkel führt, ungefähr dort, wo denselben ein breiter, von NW. nach SO. laufender Wirtschaftsstreifen schneidet. Dort kann man deutlich verfolgen, wie der Basalt nach und nach in den Dolerit übergeht. Dieser Uebergang geht so unmerklich von statten, dass es nicht möglich ist, eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen festzustellen. Endlich finden sich unter den losen Blöcken, welche die Berghänge bedecken, häufig solche von anamesitischem Typus.

Bemerkenswert ist es, dass der Nephelinbasalt bei geringer Zunahme der Korngrösse rasch seine ausgesprochen plattenförmige Absonderung aufgibt und die polyëdrische Absonderung des Nephelindolerits dafür annimmt.

Sämmtliche beobachteten anamesitischen Gesteinsvarietäten sind olivinführend.

Auch unter dem Mikroskope stellen sich die anamesitischen Bildungen als Uebergänge zwischen Basalt und Dolerit dar, ohne dass es möglich wäre, eine Grenze festzusetzen. In der Regel tritt zuerst im Basalt ein Anhäufen von Nephelinsubstanz ein. Es erhält dadurch das Handstück jenen charakteristischen Fettglanz. Dann werden die Augite allmählich grösser. Sie nehmen hellviolette Färbung an, zeigen dabei oft noch im Innern die den Augiten des Basaltes eigenthümliche bräunlich-gelbe Farbe und erlangen den prächtigen Pleochroismus. Daneben häufen sich in auffallender Weise die Zwillingsbildungen. Zu gleicher Zeit erscheinen grössere Apatite mit den bekannten centralen Interpositionen. Nachdem die Korngrösse ziemlich bedeutend gewachsen, finden sich auch die ersten Andeutungen von Zwischenklemmungsmasse, anfänglich ähnlich jener aus den grobkörnigen Ausscheidungen im Basalte, dann allmählich jener der echten Nephelindolerite ähnlicher werdend.

Auf diese Weise entwickelt sich aus dem feinkörnigen Nephelinbasalte der typische Nephelindolerit.

B. Plagioklasgesteine.

Plagioklasbasalt.

Im grossen Basaltplattenbruche wurde in neuester Zeit ein den ganzen Steinbruch quer durchziehender, etwa 40—50 Centimeter mächtiger Basaltgang aufgeschlossen, der von seiner Umgebung vor allem durch eine prächtige säulenförmige Absonderung contrastirte. Dieser Gang folgt der Richtung der daselbst sehr steil einfallenden Platten des umgebenden Nephelinbasaltes, steigt anfänglich senkrecht in die Höhe und biegt, sich den Krümmungen dieser Platten anschmiegend, nach oben zu um, bis er endlich einen fast horizontalen Verlauf nimmt. Die kurzen, meist nur einen Durchmesser von 10 Centimeter besitzenden, scharfkantigen Säulen stehen durchweg senkrecht auf den Platten des Nephelinbasaltes.

Unter dem Mikroskope erwies sich das bereits stark verwitterte, säulenförmig abgesonderte Gestein als ein gewöhnlicher mikroskopisch kleinkörniger Plagioklasbasalt.

Im Gegensatze zu den dunkelgrauen bis schwarzen Farben des Nephelinbasaltes zeigt er sich als graubraun gefärbt. Zahlreiche, stark verwitterte, graugelbliche, meist noch die gewöhnlichen Krystallformen zeigende grössere Olivine und vereinzelte pechschwarze Augitkrystalle treten hervor. Stellenweise zeigt das Gestein eine eigenthümliche poröse Structur, welche demselben das Ansehen gibt, als ob es verschlackt oder gebrannt sei, und dadurch wurden wohl die Steinbrecher veranlasst, diesen Gang mit der Bezeichnung „Brandmauer" zu belegen.

Eine grössere Masse von Plagioklasbasalt, mit welcher dieser Gang etwa als eine Apophyse derselben zusammenhängen könnte, ist in der nächsten Umgebung nicht aufzufinden. Seine Eruption konnte erst erfolgt sein, nachdem die Nephelinbasaltmassen bereits erkaltet waren und sich plattenförmig abgesondert hatten.

Die Ausführung einer chemischen Analyse schien wegen der bereits stark vorgeschrittenen Zersetzung ohne Belang. Das spec. Gewicht ergab sich = 2·9369.

Ausser den wesentlichen Gemengtheilen Augit, Plagioklas und Olivin findet sich noch Magneteisen als Uebergemengtheil. Insbesondere erwies sich dieses Gestein durchaus frei von selbstständig umgrenztem, wie auch etwa als Fülle vorhandenem Nephelin.

Die Höhlungen, welche, ihren glatten Wandungen nach zu urtheilen, als primäre Poren anzusehen sind, werden oft von den Zersetzungsproducten des Olivins ausgefüllt. Zwischen den Augitkrystallen ist bisweilen eine eingeklemmte farblose bis bräunliche Glasbasis bemerkbar. Die Gesteinsgemengtheile zeigten keine besonders erwähnenswerten Eigenschaften.

Als einzige Einschlüsse finden sich im Plagioklasbasalte in spärlicher Anzahl Quarzkörner von unregelmässiger Gestalt. Sie werden immer, wie dies bei ähnlichen Vorkommen vielfach der Fall ist, von jenen eigenthümlichen grünlichen bis graulichen Kränzchen umsäumt, welche sich als aus filzartig wirr durcheinander liegenden Augitnädelchen bestehend erweisen. Die Quarzkörner zeigen keine Andeutung einer randlichen Einschmelzung, sind oft von massenhaft auftretenden, schnüren- oder wolkenartig eingelagerten Gasporen durchsetzt und von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Ihr Ursprung ist wohl in dem vom Plagioklasbasalte durchbrochenen Granit zu suchen.

Nephelinbasalt und Plagioklasbasalt stehen in unmittelbarer Berührung mit einander und lassen sich, abgesehen von den abweichenden Absonderungserscheinungen, auch durch die verschiedene Färbung wohl von einander unterscheiden. Der Nephelinbasalt zeigt an der Berührungsfläche absolut keine Veränderung. Dieselbe ist von einer feinen hellgrauen Verwitterungsrinde bekleidet. Der Plagioklasbasalt dagegen weist endogene Contacterscheinungen auf. Im normalen Zustande ist letzterer reich an primären Poren, die oft mit Olivinzersetzungsproducten erfüllt sind. Diese Poren verschwinden nach der Contactfläche zu. Das ganze Gestein wird dichter, glasiger, dunkler; die einzelnen Gesteinsgemengtheile, z. B. die Augite, verschwinden ebenfalls oder nehmen wenigstens kleinere Dimensionen an und machen einer dunkelbraunen, undurchsichtigen, homogenen Glassubstanz Platz. Ganz in der Nähe der Contactfläche sind nur noch kleine Olivinkryställchen und vereinzelte Plagioklasnädelchen in dem Glase bemerkbar. Die Glassubstanz bildet gewissermassen eine Glasur über den Plagioklasbasalt.

Die Contactfläche selbst ist von einer äusserst feinen, durch Eisenoxydationsproducte roth gefärbten Verwitterungsrinde überzogen.

Die Löbauer Basaltgesteine finden vielfach als Strassenbaumaterial Verwendung. In Form wohlzugeschlagener Pflastersteine wird besonders der Nephelinbasalt in einer grösseren Anzahl von Städten der norddeutschen Ebene hoch geschätzt. In neuester Zeit wurden in den Löbauer Steinschleifereien mit dem Nephelindolerit Schleifversuche angestellt, welche aber infolge der leichten Zersetzbarkeit des Nephelins und der damit verbundenen Untauglichkeit, Politur anzunehmen, nicht von nennenswertem Erfolge waren.

Verbreitungs-, Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der Löbauer Basaltgesteine.

Eine genaue Bestimmung der oberflächlichen Vertheilung der am Löbauer Berge auftretenden Basaltgesteine ist wegen des Mangels an geeigneten Aufschlüssen und wegen der vorhandenen ungünstigen Terrainverhältnisse kaum durchführbar. Annäherungsweise lässt sich dieselbe aus der Unzahl der den ganzen Bergcomplex bedeckenden losen Gesteinsblöcke bestimmen, welche stellenweise gewaltige Absturzhalden, die hier unter dem Namen „Felsenmeere" bekannt sind, bilden und deren petrographische Natur ohne Weiteres aus den Verwitterungsformen erkennbar ist. Mit Zuhilfenahme dieser losen Gesteinsblöcke versuchte zuerst Schneider[1]) die Grenzen und Gebiete von Nephelindolerit und Basalt festzustellen und kam dabei zu folgendem Resultate: „Das Gebiet des Nephelindolerits erstreckt sich über den grössten Theil der östlichen Hälfte der südlichen Abdachung des Löbauer Berges, über die ganze nördliche Hälfte dieses Bergtheils, sowie über den ganzen Schafberg nimmt also den bei Weitem grössten Theil unseres Berges ein." Den Rest nimmt Schneider als das Gebiet des Basaltes an, den er seiner Zeit noch als ein Labradorit-Augitgestein auffasste. Bei Aufstellung dieser Vertheilung hat er augenscheinlich aus dem Vorhandensein loser Nephelindoleritblöcke darauf geschlossen, dass unter denselben dies Gestein anstehend zu finden sei, und deshalb ist von ihm das Nephelindoleritgebiet bedeutend überschätzt worden.

Die sämmtlichen Punkte, an denen Nephelindolerit ansteht, liegen in einer nicht unter etwa 400 Meter herabsinkenden Bergeshöhe. Von ihnen aus verbreiten sich stromartig über die oft sehr

[1]) Schneider: Geogn. Beschr. d. Löb. Berges. l. c. pag. 30—35.

steilen Hänge bergabwärts scharfkantige, rauhe und verwitterte Oberfläche besitzende Nephelindoleritblöcke, anfänglich ohne irgend eine Beimengung von Basaltfragmenten. Ganz allmählich stellen sich letztere ein und werden bergabwärts immer häufiger, bis sie am Fusse des Berges meist überwiegen, ja stellenweise sogar vollständig frei von einer Beimengung von Nephelindoleritblöcken sind. Anstehender Basalt wird aber, abgesehen von einigen deutlich erkennbaren Basaltdurchbrüchen am Friedrich-Augustthurme, am Abhange unterhalb des Berghäuschens und am Rande des Schafbergplateaus, in bezeichneter Berghöhe vermisst, er ist aber an den verschiedensten, bis gegen 400 Meter Höhe erreichenden Punkten constatirt worden, so z. B. wenige Meter unterhalb des schwarzen Winkel (390 Meter), an der Judenkuppe (380 Meter), am Humboldtfelsen und in der Einsenkung zwischen den beiden Gipfeln (400—410 Meter), unterhalb des Geldkellers (400 Meter), an der Nordostecke des Schafberges (390 Meter), in den beiden Steinbrüchen (370, bezw. 350 Meter) und an anderen Orten. — Es ist ferner bemerkenswert, dass an einzelnen in ziemlicher Höhe gelegenen Orten, z. B. am schwarzen Winkel (400 Meter), an denen die Bergoberfläche lediglich mit Nephelindoleritblöcken bedeckt ist, in ganz geringer Tiefe Basalt aufgeschlossen worden ist.

Vor allem das Erscheinen loser Basaltblöcke in solcher Höhe, welche doch nur von darunter anstehendem, gleichartigem Gesteine herstammen können, deutet darauf hin, dass das Gebiet des Basaltes ein weitaus grösseres sein muss, als es Schneider annimmt. Nach meiner Ansicht besteht die Hauptmasse des gesammten Bergcomplexes aus echtem Nephelinbasalte und das Gebiet des Nephelindolerits beschränkt sich nur auf die oberste, etwa 40 Meter mächtige Region. Ausserdem steht diese in verticaler Hinsicht wenig umfangreiche Doleritpartie, was ihr Auftreten an der Oberfläche betrifft, dadurch dem Basalt nach, dass sie durch die gegen 400 Meter hohe Einsenkung, in welcher zweifellos überall Basalt ansteht, in zwei Theile gespalten ist.

Eine exacte Bestimmung der Grenzen zwischen Nephelindolerit und Nephelinbasalt ist ferner auch wegen des Auftretens anamesitischer Uebergangsformen unmöglich.

Vollständiger Mangel an Aufschlüssen hindert endlich die Festsetzung der Grenzen zwischen den basaltischen Gesteinen und dem durchbrochenen Granite. An den wenigen zugänglichen Stellen,

Ideales Profil vom Löbauer Berge.

an welchen das Ausgehende des Basaltes mit dem Granit in Berührung tritt, was übrigens fast immer unter einer diluvialen Decke geschieht, sind beide Gesteine derart verwittert, dass nicht einmal Contactverhältnisse zu erkennen sind. Es verschwimmt daselbst der zu einem fetten, rothen, häufig noch von unangegriffenen Gesteinsknollen durchspickten Lehm zersetzte Basalt gewissermassen mit dem gelben, an dunklen Glimmerblättchen reichen Granitgrus.

Bei einer Besprechung der Lagerungs- und Verbandverhältnisse sind zwei Gründe bestimmend, eine deckenförmige Ausbreitung der basaltischen Gesteine über dem Granit anzunehmen.

Im Walde nördlich von der bernstädter Landstrasse, welche ungefähr die Südgrenze des Löbauer Basaltgebietes bezeichnet, befindet sich ein Schurf, in welchem unter einer über 1 Meter mächtigen Decke von obenerwähntem basaltischen Lehme plötzlich der typische gelbe Granitgrus auftritt. Es ist hier zweifellos, dass das vollkommen verwitterte Ausgehende des Basaltes über den Granit hinweggreift.

Einige Hundert Meter von diesem Schurfe bergauf und nach Nordwest liegt der grosse Basaltplattenbruch mit dem steilaufsteigenden Plagioklasbasaltgange. In letzterem finden sich jene von den eigenthümlichen Augitkränzchen umgebenen Quarzeinschlüsse, welche nur dem durchbrochenen Granite entstammen können. Es muss demnach unter der Durchbruchstelle des Plagioklasbasaltes, welche sich gegen 350 Meter von der basaltischen Südgrenze entfernt bergeinwärts befindet, Granit vorhanden sein.

Letztere Thatsache lässt auch noch darauf schliessen, dass die Ausbruchstelle des Nephelinbasaltes, über deren Lage, Grösse und Form nichts weiter bestimmbar ist, einen wesentlich kleineren Umfang besitzt, als die derzeitige Basaltbedeckung.

Nephelinbasalt und Nephelindolerit gehen, wie angeführt, unter normalen Verhältnissen durch die mannigfaltigsten anamesitischen Gesteinsformen in einander über, wie man unter Anderem besonders schön am Wege von der Judenkuppe nach dem schwarzen Winkel, ungefähr dort, wo dieser Weg von einem breiten Wirtschaftsstreifen gekreuzt wird, beobachten kann. Stellenweise lagert der Nephelindolerit direct über dem Basalte oder er wird von letzterem gangartig durchbrochen. In diesen Fällen finden sich stets ausserordentlich scharfe Gesteinsgrenzen. Ueber die Entstehung

letzterer Erscheinungen wird weiter unten bei der Behandlung der Genesis der Löbauer Basaltgesteine zu sprechen sein.

Der Plagioklasbasalt endlich durchquert in Form eines sehr schmalen, steilaufsteigenden Ganges die Längserstreckung des Nephelinbasaltergusses in der Nähe ihres Südwestendes.

Alter, geologische Selbständigkeit der Löbauer Basaltgesteine.

Darüber, dass die Erhebung des Löbauer Berges über den lausitzer Granit in der Tertiärzeit stattfand, können Zweifel nicht mehr herrschen. Es gehört dieser Bergcomplex zu der grossen Anzahl jener vulkanischen Ausbrüche, welche in den Basalt-, Phonolith- und Trachytkuppen der Eifel beginnend, bis weit nach Schlesien hinein Centraleuropa durchziehen.

Als in der Eiszeit erratische Blöcke und Geschiebe von Nord nach Süd geführt und über das nördliche Europa abgelagert wurden, ist der Löbauer Berg bereits vorhanden gewesen. Rings um seinen Fuss finden sich heutzutage über dem Granit oder dessen Verwitterungsproducten jene nordischen, durch Feuersteine, bunte Granite und versteinerungsreiche Kalke charakterisirten, diluvialen Geschiebe. In diesen liegen, etwa 1 Kilometer südwestlich vom Berge, in den zwischen dem Löbauer Schiesshause und dem Orte Ebersbach befindlichen Kies- und Sandgruben ziemlich häufig, Kopfgrösse und darüber erreichende, rundgeschliffene Nephelindolerit- und Basaltblöcke, welche von den nach Süden treibenden Eismassen mit fortgeführt wurden und zugleich mit dem nordischen Materiale zur Ablagerung gelangten. Die nördlich und östlich vom Löbauer Berge gelegenen Sandgruben sind frei von derartigen basaltischen Blöcken.

Wenn sich nun weiter die Frage erhebt, ob den beiden nephelinhaltigen Basaltgesteinen vom Löbauer Berge eine geognostische Selbständigkeit zukommt, oder ob dieselben nur in dem Verhältnis gegenseitiger Modificationen stehen, so ist zunächst das Vorhandensein mannigfacher anamesitischer Gesteinsformen, welche augenscheinlich den Uebergang von Nephelinbasalt zu Nephelindolerit vermitteln, geeignet, diese Frage ihrer Lösung näher zu führen.

Bereits Cotta[1]) gibt an, dass: „der Löbauer Stadtberg nur zum Theil, und zwar vorzugsweise in den unteren Regionen aus dichtem Basalte bestehe, dass ein grosser Theil seiner Masse, besonders in der Gegend der oberen Schänkwirtschaft, Nephelindolerit sei, und dass jener Nephelindolerit ziemlich unmerklich in dichten, schwarzen Basalt übergehe." Eine ähnliche Ansicht vertritt Glocker[2]), indem er sagt: „dass der am Löbauer Berge vorkommende Basalt in schroffen massigen Felsen unterhalb dem Restaurationshause und unterhalb dem Honigbrunnen hervortritt, so dass er am Fusse des Berges den an den oberen Abhängen und an dem höchsten Gipfel, an der 1374 Fuss hohen sogenannten Bautzner Kuppe anstehenden Dolerit zu umgeben scheint," und „dass ferner der untere Theil das Schafberges aus Basalt besteht, welcher zum Theil plattenförmig ist". Schneider[3]) hingegen vertritt eine gegentheilige Ansicht, dass nämlich Nephelindolerit und Basalt in genetischer und geologischer Hinsicht wohl zu trennen und auf von einander unabhängige Eruptionen zurückzuführen seien. Es stützt sich diese Ansicht hauptsächlich darauf, dass Schneider irrthümlicher Weise den Basalt als aus Augit und Labradorit bestehend betrachtete, dass bei Behandlung mit Säuren Verschiedenheiten in Bezug auf die Bildung einer Gallerte eintreten, dass beide Gesteine, seiner Auffassung nach, selbständige accessorische Gemengtheile besitzen, z. B. der Nephelindolerit Apatit, der Basalt Olivin, dass ferner Unterschiede in Bezug auf Absonderungserscheinungen, Verwitterung, Glanz, Farbe u. s. w. vorhanden sind. Ausserdem legt er auf das Dasein jener erwähnten Uebergänge kein Gewicht, wohl aber ein grosses darauf, dass anderseits an gewissen Orten scharfe Grenzen zwischen den beiden Gesteinen bestehen, sowie auch Bruchstücke und Schollen von Nephelindolerit im Basalte zu finden sind. Nun ist aber inzwischen constatirt worden, dass der Löbauer Basalt, geradeso wie der Nephelindolerit, durch die Mineralcombination Augit-Nephelin charakterisirt ist, dass ferner anamesitische Gesteinsformen den Uebergang zwischen beiden Gesteinen vermitteln, und dass sich dieselben im Grunde nur durch die verschiedene Korn-

[1]) Cotta: Erläuterungen zu Section VI der geogn. Karte d. Königreich Sachsen, pag. 66.

[2]) Glocker: Geogn. Beschreibung der preuss. Oberlausitz, pag. 168.

[3]) Schneider: Geogn. Beschr. d. Löb. Berges. l. c. pag. 24—30.

ausbildung unterscheiden. Letztere macht die gegenseitigen Abweichungen in Bezug auf Absonderung, Farbe, Glanz u. s. w. erklärlich. Dieselbe bedingt aber auch die Unterschiede, welche beim Behandeln mit Säuren eintreten. Abgesehen davon, dass Schneider die Fähigkeit zu gelatiniren allein auf die Anwesenheit zeolithischer Minerale zurückführt, ist es einleuchtend, dass, da es besonders der Nephelin ist, welcher diese Eigenschaft besitzt, der Nephelindolerit mit den grossen Nephelinkörnern viel mehr zur Bildung einer Gallerte neigen muss, als der Basalt, in welchem dies Mineral nur in Form feiner Häutchen oder als Ausfüllungsmasse zwischen den Augitkryställchen vorhanden ist. Das Mikroskop weist ferner die Ansicht zurück, dass die beiden Gesteine selbständige Gemengtheile besitzen, indem es lehrt, dass beide aus vollkommen gleichen Mineralen bestehen, insbesondere, dass beide gleichmässig Apatit und Olivin führen: letztgenanntes Mineral im Dolerit allerdings nur unter gewissen, weiter unten zur Besprechung gelangenden Umständen. Die allerdings nicht zu leugnenden scharfen Grenzen zwischen Nephelindolerit und Basalt, sowie die an diesen Grenzen mehrfach auftretenden Doleritfragmente und Schollen lassen sich durch eine Betrachtung der Genesis beider Gesteine erklären:

Der Löbauer Berg scheint meiner Ansicht zufolge seine Entstehung im wesentlichen nur einer einzigen Eruption zu verdanken, deren Verlauf indessen in zwei Phasen zu scheiden ist. Bei der Durchbrechung des Granites quoll das Basaltmagma in einem oder in zwei Eruptionskanälen langsam in die Höhe und erkaltete allmählich unter dem Einflusse der nachdrängenden gluthflüssigen Massen: es bildete sich dabei über den Ausbruchstellen eine mächtige Kruste, von welcher wohl nur noch die unteren als grobkörniger Nephelindolerit ausgebildeten Partien die jetzt zu beobachtende Oberfläche darstellen. Bedenkt man, wie beträchtlich die Abrasion der ehemaligen Oberfläche gewesen sein muss, so ist es nicht ausgeschlossen, dass dieselbe einst aus dichten, vielleicht porösen Gesteinsgliedern bestanden hat. Bei dem langsamen Erstarren ist eine gewisse Reihenfolge in der Auskrystallisation der einzelnen Gesteinsgemengtheile zu bemerken. Zunächst verfestigten sich der Apatit und die Erze, dann die an Kieselsäure ärmeren Glieder der Silicate, die Olivine, Augite, Nepheline und zum Schlusse erstarrten

die kieselsäurereichsten Bestandtheile, die nur in der Zwischenklemmungsmasse sich vorfindenden Sanidine. Es ist diese Reihenfolge in jedem Präparate ersichtlich, indem z. B. die Erze und vor allem die Apatite alle übrigen Gesteinsgemengtheile durchspiessen oder als Ausgangspunkte für deren Auskrystallisation dienten, indem ferner z. B. Augite und Nepheline durch die bereits vorhandenen Erzkörner oder Apatite in ihrer krystallographischen Ausbildung gehemmt wurden, indem endlich die Form und die Art und Weise des Auftretens der Zwischenklemmungsmasse deutlich erkennen lässt, dass sie das letzte Product der Erstarrung ist.

In Folge ihres verschiedenen specifischen Gewichtes schieden sich die in dem noch nicht verfestigten Theile des Magmas herumflottirenden, bereits zur Auskrystallisation gelangten Gemengtheile von einander ab. Am tiefsten sanken die specifisch schwersten Minerale, die Erze (spec. Gew. = 4·9—5·2) mit den zahlreichen anhängenden Apatitnadeln (3·16—3·22); weniger tief sanken, zumeist noch mit den Erzen vergesellschaftet, die Olivine (3·2—3·5). Bald nach der Auskrystallisation dieses Minerals muss dann das ganze Magma erstarrt sein, zuerst verfestigten sich dabei Augit und Nephelin und zum Schlusse die Zwischenklemmungsmasse, welche alle Zwischenräume, sowie auch die feinsten Risse und Spalten, die bei der Aenderung des Aggregatzustandes aufzutreten pflegen, ausfüllte. Natürlicherweise bildeten sich bei diesem Vorgange keine scharf begrenzten Zonen, welche lediglich aus einem Gemengtheile zusammengesetzt sind, sondern es entstanden, weil die einzelnen bereits verfestigten Gemengtheile, welche in dem gleichförmigen Magma herumschwammen, sich gegenseitig absetzten, beim endgiltigen Erstarren Nephelindoleritvarietäten, von denen die zuunterst gelegenen sehr reich an Magnet-Titaneisen, die folgenden reich an Olivin, die hierauffolgenden arm an Olivin und die obersten überhaupt frei von grossen Erzkörnern und Olivin sind. Zwischen diesen Varietäten bestehen alle nur möglichen Uebergänge. Es erklärt obenerwähnte Ansicht die Bildung jener zahlreichen Varietäten im Nephelindolerite, welche unter sich mit Bezug auf die Gemengtheile wohl qualitativ ziemlich einheitlich zusammengesetzt sind, aber quantitativ grosse Verschiedenheiten zeigen. Eine Begehung des Nephelindoleritgebietes lässt obige Ansicht als berechtigt erscheinen, an den höchsten Punkten der Gipfel des Löbauer Berges finden sich olivinfreie, darunter

olivinführende und wieder unter diesen jene erzreichen, bis haselnussgrosse Magnetitkörner führenden Nephelindoleritvarietäten.

Nach der beendeten Auskrystallisation des Nephelindolerits quoll dann unter gewaltigem Drucke das gluthflüssige Magma seitlich über den Granit hinweg und verbreitete sich deckenartig über denselben. Dieser Erguss erstarrte unter dem Einflusse anderer physikalischer Bedingungen, vor allem unter der Einwirkung der abkühlenden Oberfläche des bedeckten Granites in der Nähe der Auflagerungsfläche in kürzerer Erstarrungsdauer zu dem dichten Nephelinbasalte. Nach dem Innern dieses Ergusses zu, wo die Abkühlung naturgemäss bedeutend langsamer sein musste, fand auch eine verlangsamte Erstarrung statt und diese äussert sich in der Bildung nicht mehr dichter, sondern allmählich mehr grobkörnig werdender Basaltvarietäten, von Anamesiten und wohl auch Doleriten, welch letztere sich dann jenen während der ersten Erstarrungsphase entstandenen doleritischen Varietäten, von ihnen weder durch Structur, noch durch mineralische Zusammensetzung unterscheidbar, innig anschliessen. Bei dem raschen Emporquellen des Basaltmagmas wurde die ursprüngliche Nephelindoleritkruste zersprengt und mit in die Höhe gerissen. Einzelne Schollen und Bruchstücke derselben wurden vom Basaltmagma eingehüllt und dann, da sie nicht tief in dem sich schnell verfestigenden Basaltgesteine einsinken konnten, unfern vom Nephelindolerit eingeschlossen; endlich wurden die in der Nephelindoleritkruste entstandenen Risse durch nachdrängendes Basaltmagma ausgefüllt, das natürlicherweise, weil es mit bereits verfestigtem Gesteine in Berührung trat, einer beschleunigten Abkühlung unterlag und in Folge dessen zu dichtem Basalte erstarrte. Auf diese Weise entstanden einestheils die hier und da auftretenden Nephelindoleritfragmente und Schollen im Basalte, wie anderntheils auch die gangähnlichen Basaltdurchbrüche im Nephelindoleritgebiete, wie z. B. am Friedrich-Augustthurme, am Abhange unterhalb des Berghäuschens und an anderen Orten. Es sind aber auch dadurch die stellenweise zu beobachtenden scharfen Grenzen zwischen beiden Gesteinen erklärlich.

Erst nachdem der Nephelinbasalt vollkommen erstarrt war und sich bereits plattenförmig abgesondert hatte, fand ein erneuter, selbständiger vulkanischer Vorgang statt, dessen Spur im Plagioklasbasalte zu erkennen ist, welcher in Form eines schmalen Ganges den grossen Basaltplattenbruch quer durchschneidet.

Spricht die mineralische Zusammensetzung der Löbauer Nephelingesteine für den Ursprung derselben aus einem gemeinsamen basaltischen Magma, so geschieht dies im gewissen Sinne auch durch die Analyse. Es ist zwar wegen des ausserordentlichen Varietätenreichthums des Dolerits, welcher, wie oben angeführt, auf einer mechanischen Scheidung einzelner Gemengtheile während der Verfestigung beruht, nicht zu erwarten, dass vollkommen übereinstimmende Analysen zwischen ihm und den Basalten erhalten werden, es lassen indessen einzelne Beziehungen auf eine Uebereinstimmung schliessen, wie folgende Analysen erweisen:

	I. Bas.	II. Bas.	III. Dol.	IV. Dol.	V. Dol.	VI. Dol.
SiO_2	39·900	39·472	39·428	39·880	41·13	42·12
Al_2O_3 . . .	10·016	11·262	10·364	15·371	14.33	14·35
Fe_2O_3 . . .	12·883	8·742	13·187	8·668	7·20	13·12
FeO	4·093	4·980	3·978	2·907	6·61	—
MnO	Spur	Spur	Spur	Spur	0·06	0·18
MgO	14·836	14·330	5·525	7·162	5·33	6·14
CaO	13·282	12·076	15·500	13·828	12.23	13·00
Na_2O	2·475	5·043	4·229	4·729	4·38	4·11
K_2O	1·774	1·856	2·241	2·005	1·70	2·18
H_2O	0·516	0·625	0·807	2·167	3·42	3·42
P_2O_5	0·815	0·989	2·759	2·289	1·65	1·65
TiO_2	Spur	1·559	2·274	1·035	Spur	0.54
$CaCl_2$ . . .	—	—	—	—	0·04	0·04
$CaFl_2$ . . .	—	—	—	—	0·27	0.27
	100·590	100·934	100·492	100·041	98·35	101·12
Spec. G.	3·1897	2·8956	3·0580	2·9179	2·8800	

Controlbestimmungen:

ad I: SiO_2 40·099; Al_2O_3 9·939; CaO 13·403; Fe_2O_3 17·764; MgO 14·589; P_2O_5 0·780.

ad II: SiO_2 39·29, 39·366; Al_2O_3 12·56, 11·677; CaO 11·69, 11·97; Fe_2O_3 14·18, 14·385; MgO 14·59, 14·576; P_2O_5 0·76, 0 917; TiO_2 1·28, 1·547.

ad III: SiO_2 39·181; Al_2O_3 10·943; Fe_2O_3 17·221; P_2O_5 2·991; TiO_2 1·997.

ad IV: SiO_2 39·756; Al_2O_3 15·580; Fe_2O_3 11·221, 11·908; MgO 6·617, 6·875, 7·022; CaO 13·500; H_2O 2·087; P_2O_5 1·774.

Das Material zu Analyse I entstammt dem gewöhnlichen, olivinreichen, die Hauptmasse des Berges ausmachenden Nephelinbasalte des grossen Basaltplattenbruches; dasjenige zu Analyse II rührt von einem ausserordentlich dichten, olivinreichen Basalte vom Nordrande des Schafbergplateaus her, welcher gangartig den daselbst anstehenden, sehr grobkörnigen und mit zahlreichen grossen Magnettitaneisenerzkörnern durchspickten Nephelindolerit durchbricht. Letztgenanntes Gestein lieferte das Material zu Analyse III, dasjenige zu Analyse IV wurde dem olivinführenden Nephelindolerit vom schwarzen Winkel entnommen. Zum Vergleiche endlich wurden die Nephelindoleritanalysen Heidepriem's nochmals herbeigezogen (V und VI).

In SiO_2 und Al_2O_3 herrscht in den ausgeführten Analysen grosse Aehnlichkeit, ebenso zeigen die meisten übrigen Stoffe im allgemeinen nur geringfügige Abweichungen von einander; dagegen sind im MgO-Gehalte zwischen Basalt (I, II) und Nephelindolerit (III—VI) doch beträchtliche, aber eigenthümlicherweise constante Schwankungen vorhanden. Der auffallend hohe MgO-Gehalt der Basalte wurde erklärbar durch die massenhafte Anwesenheit von Olivin, während die MgO-armen Dolerite (III, V, VI) olivinfreien, resp. olivinarmen Varietäten angehörten.

Es wurde nun versucht durch eine Analyse eines relativ olivinreichen Nephelindolerits (IV) ein Bindeglied zwischen den MgO-Gehalten von Basalt und Dolerit herzuleiten. Dieser Versuch ist aber, wie der abermalige geringe MgO-Gehalt zeigt, nicht von Erfolg begleitet gewesen und es scheint, als ob hier, gerade so wie der im Basalte reichlich entwickelte Olivin im Dolerit fast plötzlich verschwindet, auch der MgO-Gehalt mit der Zunahme der Grösse der Kornausbildung stark abnimmt.

Das Auftreten von Nephelinanamesiten, welche den Uebergang von dichtem Nephelinbasalt zu dem grobkrystallinen Dolerit vermitteln, sowie die vollständige Uebereinstimmung der mineralischen und theilweise auch chemischen Zusammensetzung veranlassen mich, eine geologische Selbständigkeit der verschiedenen Löbauer Nephelingesteine nicht anzunehmen; sie erscheinen vielmehr, einzig unterschieden durch die Grösse der Kornausbildung und durch die verschiedene, auf einer während des Verfestigungsprocesses erfolgten mechanischen Scheidung beruhenden Antheilnahme der einzelnen

Gemengtheile an ihrem Aufbaue, als die unter verschiedenen physikalischen Bedingungen entstandenen Erstarrungsproducte einer Eruption ein und desselben basaltischen Magmas.

Nach dieser Auffassung bietet der Löbauer Berg für die Nephelinbasalte ganz entsprechende geologische und genetische Erscheinungen, wie der Meissner für die Feldspatbasalte. Nach den Untersuchungen von F. Beyschlag[1]) unterscheiden sich die Basaltgesteine dieses hessischen Eruptivstockes ebenfalls nur durch die grobkörnigere Beschaffenheit und das Mengenverhältnis ihrer Bestandtheile von einander; es finden sich daselbst ganz analoge Uebergangsformen zwischen Basalt und Dolerit und es erscheinen endlich dort die verschiedenen basaltischen Gesteine „als das Resultat verschiedener physikalischer Bedingungen, unter denen die Abkühlung und Erstarrung ein und desselben Magmas erfolgte".

Der durch das Auffinden anamesitischer Gesteinsformen gelieferte Nachweis des ganz allmählichen Ueberganges von Nephelinbasalt zu Nephelindolerit, sowie auch der nachgewiesene Olivingehalt in einer grösseren Reihe von doleritischen Gesteinsvarietäten entscheiden endlich ohne Weiteres die Frage nach der Benennung der Löbauer Nephelingesteine. Rosenbusch[2]) rechnet nämlich auf Grund des scheinbaren Fehlens von Olivin die doleritischen Gesteine des Löbauer Berges zu den Nepheliniten; die dichten, olivinreichen Gesteine führt er unter den Nephelinbasalten auf. Auf Grund oben erwähnter Untersuchungen aber würde für die sämmtlichen Nephelingesteine vom Löbauer Berge die von Zirkel[3]) eingeführte Bezeichnung „Nephelinbasalt" die einfachste und praktischeste sein: nach ihrer krystallographischen Ausbildung gliedern sich dieselben in basaltische im engeren Sinne (dichte), in anamesitische (feinkörnige) und in doleritische (grobkörnige) Modificationen. Auf diese Weise kommt den grobkörnigen Gesteinsvarietäten die Bezeichnung „Nephelindolerit" zu.

Am Schlusse dieser Arbeit angelangt, drängt es mich, auch an dieser Stelle meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. Zirkel, Herrn Geh. Hofrath Prof. Dr. Wiedemann, sowie Herrn Oberbergrath Prof. Dr. Credner für das mir sowohl

[1]) Fr. Beyschlag: Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen pp. XXIII. Lieferung, Blatt Allendorf, Berlin 1886, pag. 40—50.

[2]) Rosenbusch: Mikr. Physiographie der massigen Gesteine. 1887, pag. 791.

[3]) Zirkel: Basaltgesteine, pag. 108.

während meiner Studienzeit, als insbesondere auch bei Ausführung vorliegender Untersuchungen in so reichem Masse geschenkte Wohlwollen und freundlichste Unterstützung meinen innigsten Dank abzustatten.

Ebenso bin ich Herrn Realgymnasial-Oberlehrer Dr. O. Schneider in Dresden und Herrn Seminar-Oberlehrer Dr. O. Beyer in Löbau, welche mich durch Ueberlassung von Gesteinsmaterial unterstützten, zu grossem Danke verpflichtet.

Leipzig, Mineralogisches Institut. November 1887.

Erläuterungen zu Tafel IX.

Fig. 1. Olivindurchkreuzungszwilling nach dem Brachydoma aus dem Basalte des grossen Basaltplattenbruchs.

„ 2. Olivin vom NO.-Abhange des Schafberges mit zwischen Centrum und Umrandung gelegener, unregelmässig contourirter Zersetzungszone.

„ 3—4. Olivinkrystallgerippe aus dem Nephelindolerit vom Schafberge.

„ 5—8. Apatite mit aus einem feinkörnigen Gemenge der Gesteinsgemengtheile bestehenden „Seelen“ aus dem Nephelindolerit vom Schafberge. Längsschnitte.

a = Magnetit.
b = Augit.
c = Zersetzungsproducte.
d = Nephelin.
e = schmutzig-bräunliches Glas.

„ 9—11. Desgl. Querschnitte.

„ 12—14. Apatite mit anhängenden Glastropfen aus dem Nephelindolerit vom Schafberge.

„ 15. Desgl. mit den radialfaserigen, den Schopffedern der Pfaue ähnlichen Fähnchen. Längsschnitt.

„ 16. Desgl. Querschnitt mit Magnetitseele.

XXIII. Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands.

I. Theil.

Ueber die sogenannten Labradorite Volhyniens.[1])

Von **K. v. Chrustschoff.**

(Mit Tafel X und 1 Figur im Texte.)

Die unter dem Namen „Labradorite" coursirenden Gesteine Volhyniens und aus der Nähe von Kiew (Kamenoi Brod = Steinfurth) repräsentiren eine eigene Facies der Gabbro-Norit-Hyperitfamilie und sind bis auf zwei Ausnahmen petrographisch noch nicht untersucht worden. Zwar finden sich in der Literatur gelegentlich der Besprechung von Labradorit und Hypersthen manche Angaben, diese beziehen sich aber eher auf die Mineralspecies als auf das Gestein selbst in petrographischem Sinne. Eine specielle Bearbeitung der Gruppe würde daher, glaube ich, nicht unwillkommen sein. Die geognostischen Daten, die hier mitgetheilt werden sollen, sind mir freundlichst von Herrn v. Orsowski, einem gründlichen Kenner Volhyniens, zur Publication überlassen worden. Die zum Theil höchst eigenthümlichen Resultate der mikroskopischen Untersuchung des mir von dem eben genannten Forscher gütigst übersandten reichhaltigen Materials werden sodann zur Besprechung gelangen.

Auf der grossen geologischen Karte Volhyniens sind mehrere ausgedehnte Vorkommen sogenannter Labradorite eingezeichnet; dieselben stellen nach Herrn v. Orsowski[2]) ein meist grobkörniges Gemenge von Plagioklas, Pyroxen, Biotit, Hornblende dar, seltener mit rhombischem Pyroxen, Quarz, Schwefelkies, Magnetit und Titaneisen vermischt. Die vier ersten Gemengtheile seien allein als wesentliche (makroskopische), die übrigen als accessorische Bestandmassen

[1]) In gleicher Weise sollen im II. Theile die sogenannten Syenite, im III. die Gneisse Volhyniens besprochen werden; später wird ein allgemein chemischer Theil folgen.

[2]) Geolog. Karte Volhyniens, herausg. auf Kosten d. Hrn. Dzialowski von d. Archäolog. naturwissenschaftl. Gesellsch. zu Thorn, Paris 1880, und: O Labradorytach na Wołynin. Sitzungsber. vom 1. Mai 1879 d. Krakauer Akademie d. Wissenschaften und Künste.

zu betrachten. Hervorzuheben ist, dass die volhynischen „Labradorite" in Bezug auf ihre Zusammensetzung ausserordentlich veränderlich erscheinen, so dass man ihren Normaltypus [1]) nur schwer festzustellen vermag. An gewissen Localitäten verschwinden Quarz und Hypersthen, an anderen Glimmer und Amphibol, während Diallag an deren Stelle tritt; in einigen Handstücken von Horoszki z. B. fand Barbot de Marni [2]) Plagioklas, Biotit, Eisenkies und Magnetit, in anderen auch Quarz.

Gelegentlich seiner Studien über die Mineralspecies Labradorit untersuchte Schrauf [3]) Handstücke von Horoszki, fand aber keinen Hypersthen, sondern Diallag und ist daher geneigt, das Gestein der Gabbrofamilie unterzuordnen. Die Mannigfaltigkeit der Textur und des mineralogischen Bestandes wird noch auffallender, wenn man Handstücke verschiedener Localitäten neben einander vergleicht. Sogar das quantitative Verhältnis der Gemengtheile ist oft so grossen Schwankungen unterworfen, dass an nicht weit entfernten Fundorten gesammelte Stufen einander unähnlich sein können. Das Gestein von Lisowszczyna z. B. besteht fast ausschliesslich aus Plagioklas. [4]) Schliesslich könne man nur sagen, dass allein der Labradorit ein stets wesentlicher Gemengtheil bleibe, während alle übrigen Substanzen sehr ungleich vertreten zu sein und bald eine wesentliche, bald eine ganz untergeordnete Rolle zu spielen pflegten.

Die Structur sei eine durchwegs körnige, seltener auch körnig-porphyrische; die relative Grösse der Gemengtheile schwanke in weiten Grenzen: es gibt grob-, mittel-, feinkörnige bis fast aphanitische [5]) Abänderungen. In den grobkörnigen erscheint der Labradorit in bis zu 6 Centimeter grossen Krystalloiden und Bruchstücken und ist meist mit einem prächtig blaugrünen Farbenschiller ausge-

[1]) Vergl. Tarassenko, Ueber d. Gest. von Kamenoi Brod bei Kiew. Mém. de la Soc. des Nat. de Kiew. T. VIII, pag. 145 und meine Note über d. Gest. von Horoszki. Bull. Soc. Min. T. IX, pag. 250.

[2]) Barbot de Marni, Ueber d. im J. 1868 in d. Gouv. von Kiew, Podolien und Volhynien angestellten Forschungen. Verh. d. kaiserl. russ. Min. Ges. Petersburg 1872, pag. 53.

[3]) Schrauf, Studien über d. M. L. Sitzungsber. der Akad. d. Wiss. Wien, 9. Dec. 1869, I. Abth., B. IX.

[4]) Unter d. sog. Syeniten Volhyniens kommen ebenfalls eigenthümliche, fast gänzlich aus Plagioklas bestehende Abänderungen vor.

[5]) Eine solche habe ich nicht kennen gelernt.

stattet, in den mittel- und feinkörnigen in zuweilen schwer erkennbaren schmalen Lamellen, die keinerlei Irisiren aufweisen. Indessen pflegt sich die Korngrösse in gewissen Grenzen und im grossen Ganzen auf kurze Entfernungen wenig zu ändern; die grobkörnige Facies herrscht beiweitem vor und bleibt gelegentlich auf Strecken von 30—40 Werst[1]) constant: so z. B. längs des Irzanski'schen Streifen von Horoszki bis Rudni, längs dem Troscianica'schen Streifen von Czerniachów bis Buchow.

Auf diese Daten gestützt kam Herr v. Orsowski zur Ueberzeugung, dass es wenig passend sei, die Gesteinsgruppe nach dem Vorgange gewisser Forscher, die eine hierher gehörende Varietät aus dem Kiew'schen oder volhynischen Gouvernement beschrieben haben, als Hyperite oder Gabbros zu bezeichnen; er meint vielmehr, dass man dieselben eher mit jenen als Labradorfelsen[2]) beschriebenen, zur laurentinischen Formation gerechneten Vorkommen der Vereinigten Staaten, obgleich die volhynischen als intrusive Massen aufzufassen seien, parallelisiren könnte.

Das erste anstehende Labradorgestein entdeckte Herr v. Orsowski in Horoszki selbst, worüber er seinerzeit im Gouvernementblatte für Volhynien und später eingehender in seiner geologischen Beschreibung[3]) von Volhynien berichtet hat. Seine späteren Forschungen haben dargethan, dass die „Labradorite" im nordwestlichen Theil des žitomirschen und südwestlichen Theil des Owruczschen Kreises zu einer ganz bedeutenden Entwicklung gelangen.

Wenn wir die geologische Karte Volhyniens zur Hand nehmen, so erkennen wir sofort, dass die „Labradorite" auf weite Entfernungen sich hinziehende Streifen längs den Läufen der Flüsse Irsza, Troscianica und deren Nebenflüssen Irszyca, Lemla, Bodiaczek, sowie des Flüsschens Bystriówka im Kreise Žitomir bilden. Im Kreise Owrucz treten sie ebenfalls in einem langen Streifen zu Tage, der an der Mündung des Flusses Grosdawiec in den Fluss Szestén bei Waskowice beginnend sich nach SO. bis zum Dorfe Bardy am Flusse Uz und von da in derselben Richtung bis an die Grenze des Gouvernements Volhynien hinzieht. Der allgemeine Ueberblick über

[1]) 7 Werst = 1 deutsche Meile.

[2]) Am. Journal of Sc. a. A. 1870, pag. 151.

[3]) Diese Abhandlung befindet sich in den Schriften des statistischen Comités für Volhynien. Jahrgang 1867.

die in Volhynien zu Tage tretenden „Labradorit"-Massen lässt sich am bequemsten gewinnen, indem wir die Richtung der Streifen auf der Karte verfolgen.

Im Kreise Žitomir.

I. Streifen längs des Flusses Irsza.

Der „Labradorit" tritt am oberen Lauf des Flusses Irsza, oberhalb der Orte Horoszki und Rudni Horoszkowska, zuerst auf dessen linkem Ufer an der Mündung des Baches Luboczek, sodann auf dessen rechtem Ufer, zu Tage. Anfangs bildet er nur wenig das Flussbett überragende Felsmassen, die den Fluss in zwei Rinnsale theilen, und im Orte Horoszki eine Höhe von 15 Meter erreichen. Von da an bleibt das Gestein anstehend auf eine Entfernung von 4 Werst. Längs dem ferneren Laufe des Flusses verschwindet es mehrmals unter diluvialer Bedeckung und kommt erst wieder zum Vorschein im Dorfe Wolanszczyzna unterhalb des Dorfes Ryzany, in Rudni Krapiwenka, ober- und unterhalb Rudni Stary Bobryk, in Rudni Kamien, Rudni Borowa und von da bis an die Grenze des Gouvernements.

Nach dem Rinnsale des Irsza berechnet sich dieser Streifen auf circa 32 Kilometer; Richtung: NO.—SW. h. 2.48. Das Gestein bleibt auf die ganze Entfernung massig struirt und meist grobkörnig, nur hier und da finden sich mittel- und feinkörnige Schlieren. Die Labradoritkrystalle schillern vorzugsweise in lasurblauen Tönen, der regenbogenartige Schiller ist selten und nur in tiefer liegenden Partien anzutreffen. Die äusseren Theile der Felsmassen pflegen sehr verwittert und eisenschüssig zu sein.

An diesen Hauptstreifen schliessen sich seitlich folgende kleinere Gänge:

a) der von Szlachowa,
b) der von Jahodenka,
c) der von Lisowszczyna,
d) der von Poromówka.

a) Das Gestein des Streifens Szlachowa bleibt ohne Unterbrechung auf beiden Ufern des Flusses Irszyca (wenn man von Rudni Szlachowa bis Wolanszczyzna rechnet) auf einer Strecke von 4 Kilometer sichtbar und bildet dessen Rinnsal. Streichrichtung: NW.—SO. h. 7. Das dunkelgraue, mittelkörnige Gestein ist massig

struirt, sehr compact; der Plagioklas zeigt keinen Schiller; oberflächlich verwittert, zerklüftet und eisenschüssig.

b) Der Streifen von Jahodenka erstreckt sich westlich von Krapiwna längs dem Rinnsal der Oberen Irszyca in der Richtung NW.—SO. h. 7 bis Rudni Kamien; das Gestein steht in Krapiwna, Hackowka, Jahodenka und in Rudni Kamien an; dasselbe ist massig struirt, grobkörnig, oberflächlich stark verwittert und eisenschüssig.

c) Die zum Gang von Lisowszczyna gehörenden Gesteine thürmen sich auf dem rechten Ufer des F. Uz, südlich vom Flecken Uszomierz zu mächtigen, 20 Meter hohen Felsen an; von da an ziehen sie sich in der Richtung des F. Lemla, die Ufer des Baches Stawiecka bildend, durch die Umgegend von Lisowszczyna längs dem F. Lemla und erreichen gegenüber Rudni Borowa, dessen Mündung in den F. Irsza. Die ganze Länge des Streifens kommt etwa 25 Kilometer gleich. Streichrichtung: SW.—NO. h. 3·35. Das massig struirte Gestein ist durchwegs mittelkörnig, eine grobkörnige Ausscheidung nur bei Uzomierz zu finden.

d) Der Streifen von Poromowka besitzt eine Länge von 3—4 Kilometer und eine Streichrichtung NW.—SO. h. 6·25. Das Gestein tritt an verschiedenen Localitäten zwischen den Dörfern Poromowka und Rudni Horoszkowka zu Tage; seine Massen erheben sich wenig über die Umgegend und sind oberflächlich stark verwittert und eisenschüssig. Das Gestein ist massig struirt und durchwegs mittelkörnig.

II. Streifen längs den Flüssen Bodiaczek-Troscianica.

Dieser Gang kommt unter diluvialer Bedeckung im südlichsten Ausläufer Volhyniens, etwas nördlich von Czerniachów, und zwar im nördlichen, sog. Kacapow'schen Thal des Dorfes, am oberen Rinnsal des Bodiaczek (hier örtlich Stupnik genannt) zuerst zum Vorschein. Das Gestein steht an verschiedenen Orten dieser Gegend fast in gleicher Höhe mit dem Schwemmland an. Zur genaueren Bestimmung seiner Ausdehnung wären Schürfungen bis 1 Meter Tiefe erforderlich. Etwas weiter oberhalb treten die Gesteinsmassen deutlicher hervor und bilden dann aus dem Schwemmlande, unterhalb der Dörfer Andriow und Rudni Skirtianska hervorbrechend Uferklippen und Rinnsal des F. Bodiaczek, sowie in einiger Entfernung vom Flusse abgerundete Kuppen; Aufschlüsse finden sich ferner oberhalb Borow, rechts von der dahin führenden Poststrasse, abseits vom

Flusse und sonst noch in deren Nachbarschaft. Etwas unterhalb Borow, in Slobodka Worowska, sowie ober- und unterhalb Brazynka und Sielec gelangen dieselben zu einer weit mächtigeren Entwicklung. Von hier an erstreckt sich der Streifen ohne Unterbrechung längs dem ferneren Lauf des von Bodiaczek bis zu dessen Mündung in den F. Troscianica unterhalb Saly, sodann längs dem Lauf der Troscianica durch die Umgegend der Dörfer Ossowka, Rasowka, Buki bis zur Grenze des Kiew'schen Gouvernements.

An diesen Streifen schliesst sich etwas oberhalb Saly ein Nebenstreifen an, der sich längs dem Flusse Troscianica bis nach Kamenoi Brod (das volhynische [1]) hinzieht. Seine Ausdehnung in der Richtung NW.—SO. h. 6·25 beträgt einige Kilometer. Das auf dieser ganzen Strecke ununterbrochen aufgeschlossene massige Gestein besitzt eine auffallende Aehnlichkeit mit demjenigen von Kamenoi Brod bei Kiew.

III. Streifen längs dem F. Bystriowka.

Das Gestein bricht mehr nach Osten, d. h. nahe der östlichen Grenze des Gouvernement Volhynien, am oberen Lauf der Bystriowka bei dem Dorfe Slipczyce hervor und streckt sich mit einigen Unterbrechungen von da an bis zum Dorfe Kamenoi Brod bei Kiew; diese Entfernung (in westöstlicher Richtung) beträgt einige Kilometer. Zwei bis drei Kilometer nördlich vom F. Bystriowka kommen bei dem Dorfe Korczowka andere „Labradorit"-Massen zum Vorschein und ziehen sich in südwestlicher Richtung längs dem Bache Korcziwaty bis nach Kamenoi Brod bei Kiew hin.

Im Kreise von Owrucz.

Der einzige in diesem Kreise bekannte Gang von „Labradorit" beginnt an der Mündung des Grosdawiec in den Szestén, zwischen Michajlowka und Waskovice und zieht sich in der Richtung NW.—SO. h. 3 längs der Westgrenze des Gouv. Volhynien hin. Aus diluvialer Bedeckung, westlich von Volhynitdyke [2]), nahe am Ufer des Grosdawiec, hervortauchend bilden seine ersten Tagmassen einige Hügel, ober- und unterhalb Bardy die Uferklippen des Grosdawiec. Besonders zahlreiche diesem Gange angehörende Felsen und

[1]) Es existiren zwei Dörfer Kamenoi Brod; das eine liegt am F. Troscianica in Volhynien, das andere am Bache Bystriowka bei Kiew.

[2]) Vergl. Bull. Soc. Min. T. VIII, pag. 441.

Aufschlüsse trifft man auf dem mit Gestrüpp bewachsenen Terrain des sog. Jakopski Luk; daselbst kommt der „Labradorit" mit Syeniten in Berührung; in weiterem Umkreis dieser Ortschaft werden die Aufschlüsse viel seltener.

Wie aus der geologischen Karte des Herrn von Orsowski ersichtlich, sitzen im östlichen Theil Volhyniens die „Labradorite" in der Gneissformation auf, die nach dessen Untersuchungen dem azoischen Zeitalter, und zwar der laurentinischen Etage, angehören dürfte. Sie treten zu Tage in Form von langgestreckten massigen Gängen, welche die Gneisse zugleich mit anderen daselbst vorkommenden Eruptivgesteinen, Syeniten, Graniten etc. durchbrochen haben. Aufschlüsse, an welchen man die Contacterscheinungen zwischen „Labradorit" und Gneiss hätte näher studiren können, fanden sich leider nicht. Indessen lehrt die Beobachtung der Gneisscomplexe in der Nähe der „Labradorit"-Intrusionen soviel, dass dort die normale Streichrichtung des Gneisses in hohem Grade gestört und dessen Schichten oft gehoben und zersprengt seien. Ein dem „Labradorit" zunächst gelegener Aufschluss von grauem Granit bei Andriow am F. Bodiaczek lässt erkennen, dass der Granit hier örtlich einen vom normalen etwas abweichenden Habitus angenommen habe; die Ursache dieser Erscheinung dürfte vielleicht in der Einwirkung des hervorbrechenden „Labradorits" auf den schon vorhandenen Granit zu suchen sein. Auf seine Erfahrungen gestützt, nimmt Herr von Orsowski an, dass seine „Labradorite", obgleich jünger als die volhynischen rothen und grauen Granite und älter als die Syenite, mit diesen zusammen dem azoischen Alter angehören.

Mittelgrobkörniger Perthitophyr von Horoszki in Volhynien.

Zwar habe ich erst kürzlich eine Notiz über dies Vorkommen veröffentlicht[1]), dennoch möge es mir der Vollständigkeit halber gestattet sein, hier einiges zu recapituliren und hinzuzufügen. Dieser typische Repräsentant der Gruppe besteht makroskopisch aus bis zu 4 Centimeter grossen Labradoritkrystallen und Bruchstücken, Pyroxen, Olivin, Erz und accessorischen Apatiten. Bei Betrachtung eines polirten Handstückes oder noch besser eines 6×5 Quadratcentimeter grossen Dünnschliffes wird sofort ersichtlich, dass alle farbigen

[1]) Bull. Soc. Min. T. IX, pag. 250.

Gemengtheile als Füllmasse in den Lücken zwischen den Plagioklaskrystallen fungiren und demnach jünger sind als diese.

Mikroskopische Zusammensetzung.

- Primäre Minerale
  - Wesentliche
    - Plagioklas
    - Augit
    - Olivin
  - Accessorische
    - Enstatit
    - Biotit
    - Hornblende
    - Orthoklas (Mikroperthit)
    - Apatit
    - Zirkon
    - Titaneisen
    - Magnetit.
- Secundäre Substanzen . . . . .
  - Eisenkies
  - Chloritische Substanz
  - Titanomorphit.

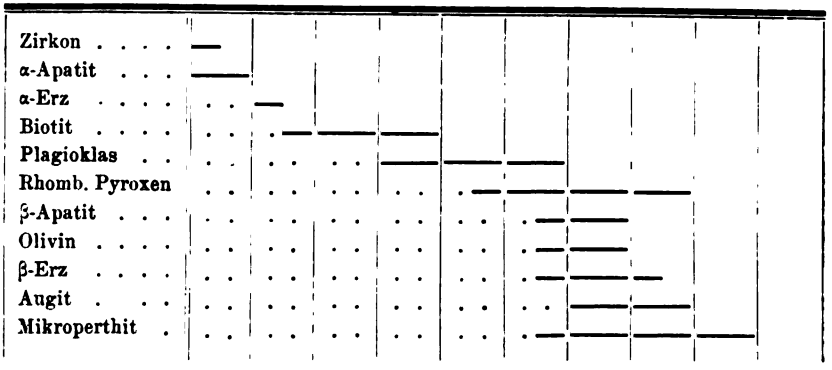
Paragenesis. Bei der ersten Besichtigung eines geeignet grossen Dünnschliffes ist sofort zu entnehmen, dass Plagioklas ungewöhnlicher Weise älter als Olivin und Augit sei; denn diese letzteren füllen Lücken zwischen idiomorphen Plagioklaskrystallen und umschliessen solche; die im Augit liegenden Olivine haben aber nur zum Theil idiomorphe Begrenzung. Unter dem Mikroskop gestalten sich jedoch die Verhältnisse viel complicirter und man geräth nur zu leicht in ein Labyrinth fast unentwirrbarer Thatsachen, die sich nur durch Gleichzeitigkeit und Uebergreifen der Bildungen gewisser Gemengtheile erklären lassen. Wenn wir z. B. im Apatit und Erz eingeschlossene Plagioklaskrystalle, welche selbst anderswo Krystalle von Apatit und Erz umhüllen, finden, wenn wir ferner allotriomorphen Apatit und Erz sich am Plagioklas abformen und mit Olivin unregelmässig zusammenstossen sehen, so widerspricht dies scheinbar unseren Erfahrungen über die gewöhnliche Stellung dieser Gemengtheile in anderen Gesteinen. Ueberhaupt ist die Ausscheidungsfolge der oben genannten Minerale eine so eigenthümliche und die Fülle der einzelnen Beobachtungen darüber eine solch grosse, dass ich zu jener von Hofrath Professor Dr. Tschermak

erfundenen sinnreichen Methode der graphischen Darstellung greifen muss. Zur Erläuterung derselben mögen des Forschers eigene Worte dienen:

„Die Entstehungsfolge der Minerale am selben Orte lässt „sich in der Weise graphisch darstellen, dass man die relative „Dauer der Bildung durch Horizontalstriche andeutet und die „letzteren in ein System von senkrechten Linien einträgt, welche „die Zeit andeuten."[1])

Demnach hätten wir also:

Tabelle I.



d. h. I. Zirkon, α-Apatit, α-Erz, Biotit.
II. Plagioklas, Rhomb. Pyroxen.
III. Rhombischer Pyroxen, β-Apatit, Olivin, β-Erz, Augit.
IV. Mikroperthit.

Structur. Infolge dessen, dass die nach *M* tafeligen Plagioklase im grossen ganzen eine gewisse Richtung einzuhalten pflegen, hat das Gestein eine doppelte Textur: // der Richtung von *M* sehen wir grosse z. Th. von *P, t, l, y, x* begrenzte Plagioklasdurchschnitte in einer pyroxenischen Matrix liegen; oder besser ausgedrückt: die pyroxenische Masse steckt in den eckigen, durch die geraden Flächen der Plagioklase gebildeten Lücken; senkrecht dazu kommt eine durch die öfters schmalleistenförmige Gestalt der Plagioklase bedingte, doleritähnliche Textur zur Geltung.

[1]) Tschermak, Die Entstehungsfolge der Mineralien in einigen Graniten. Sitzungsber. d. k. k. Akad. Wissensch. Wien. 19. März 1863.

Plagioklas. Orientirt geschliffene Spaltblättchen (Voigt und Hochgesang) ergaben folgende Werthe:

Auf *P*: — 6° 56′ (Calderon'sche Platte)

„ *M*: —19° 13′ (im Thallium-Licht)

Interpositionen. I. In Schnitten nach *P* und *M* finden sich manchmal schmalleistenförmige polysynthetisch verzwillingte Lamellen eines Plagioklases (zwischen Erz und Biotit zu stellen, siehe Tab. I, weil eine derselben in Biotit einschneidet), welche anscheinend in keinem gesetzmässigen Verhältnis zum Wirthe stehen. Sie schneiden unter verschiedenen Winkeln die Tracen der basischen sowohl als auch der oft recht scharfen prismatischen Spaltbarkeit und löschen im Maximum unter 13° zu ihrer Zwillingsstreifung aus. Etwas analoges habe ich neulich an einem Mikroklin von Pikes Peak beobachtet; man bemerkt mit blossem Auge auf den Flächen *P*, *M*, *y* (eines in meinem Besitze befindlichen, schön grünen Krystalls) kreuz und quer eingelagerte, schmale, fein geriefte Lamellen eines hellfarbigen Feldspaths; diese liegen demnach gleichsam in einer Mikroklingrundmasse regellos eingebettet.

II. In Schnitten nach *P* und *M* kommen nicht selten farblose, ganz unregelmässig-lappige, theilweise geradlinig begrenzte und endlich breit oder schmal tafelige Einschlüsse vor, die infolge ihres geringeren Lichtbrechungsvermögens wie Löcher in der Plagioklasmasse aussehen; ihre geraden Seiten stehen stets parallel zur Kante *P*/*M* des Wirthes; Auslöschung findet bald parallel zur geraden Seite, bald unter 6° bis 8° schief dazu statt. Die grösseren zeigen schon bei 300facher, viele der kleinen erst bei 1500facher Vergrösserung und schiefer Beleuchtung eine perthitische Faserung. Sie enthalten wieder oft opake Körner, Glimmer- und Pyroxenpartikel. Diese eigenthümlichen Gebilde sind hier analog Glaseinschlüssen, als mit dem Plagioklas gleichzeitige Bildungen aufzufassen; die Form ist ihnen in erster Linie, wenn man so sagen darf, vom Plagioklas aufgezwungen worden, während die Eigenschaft ihrer Substanz, in derselben Gestalt zu krystallisiren, erst in zweiter Linie in Betracht kommt; wir werden später noch mehrmals darauf zurückkommen, denn ihre Function bleibt in allen Varietäten dieser Gruppe dieselbe.

III. Eine dunkel-grünlichbraune, uralitisch gefaserte Hornblende in Form von länglichen Putzen ist oft mit Pyroxen verwachsen und offenbar secundär daraus hervorgegangen, denn im Gestein

konnte Amphibol sonst nicht nachgewiesen werden. Zusammen mit Pyroxen, Biotit und Erzkörnern baut sie jene länglichrechteckigen, pseudomorphosenartigen Gebilde, die Vogelsang [1]) aus dem Labradorit der Paulsinsel beschrieben und abgebildet hat.

IV. In genetischer Beziehung dürfte nicht uninteressant sein, dass sehr winzige Poren vorhanden sind, die mir glasiger Natur zu sein scheinen.

Augit. Der monokline Pyroxen hat eine überaus ungewöhnliche Mikrostructur: die Eigenthümlichkeit besteht in der Art seiner Verwachsung mit rhombischem Pyroxen. Letzterer stellt nämlich, nicht wie sonst, flachtafelige, dünne Lamellen, sondern prismatisch-nadelige Individuen dar, die im Augit parallel der Querfläche eingelagert sind und über die Ränder des Wirthes hinaus ziemlich tief in die Feldspathmasse hineinragen; sobald sie den Diallag verlassen, pflegen sie sich beträchtlich, ja sogar oft um das Doppelte ihrer sonstigen Dicke zu verbreitern und haben sodann vollkommen idiomorphe Ausbildung nach 100, 110, 010 (deutlich sichtbar) und einem der terminalen Flächenpaare. (Fig. 1, Taf. X.)

Noch ein anderer Umstand scheint darauf hinzudeuten, dass der rhombische Pyroxen älter sei als der Diallag: die bekannten hier bräunlich pelluciden Lamellen des Diallags werden sehr häufig von rhombischen Prismen mitten durchschnitten, und zwar so, dass beide Hälften derselben ohne die geringste Ablenkung hüben und drüben einander gegenüberstehen; demnach schossen diese Gebilde an die bereits individualisirten rhombischen Prismen zugleich mit der Diallagsubstanz an. Wollte man mit J. W. Judd [2]) annehmen, dass diese Dinge infolge nachträglicher metamorpher Einwirkungen entstanden und Hohlräume seien, so wäre es auffallend, warum nicht zu beiden Seiten des rhombischen Prismas zwei unabhängige, sondern jedesmal nur ein von jenen durchschnittener Hohlraum sich gebildet habe.

Die letzte Phase der Feldspathbildung und der Beginn der Enstatitbildung sind also gleichzeitig; nach Abschluss der Feldspathbildung wächst der Enstatit zugleich und bis zum Abschluss der Diallagbildung fort.

---

[1]) Vogelsang, Sur le labradorite coloré etc. Arch. Neerl. T. III, 1868 Taf. IV, Fig. 4 u. 5.

[2]) Judd, On tertiary and older Peridotites etc. Qu. Journ. of Geol. Soc. Vol. XLI, pag. 383 und A Contrib. on the theory of Schillerification. Min. Mag. Vol. VII, pag. 81.

Ein gewisser Theil des Augits verhält sich optisch anormal.

Längsschnitt: Farbe lichtgrünlichgelb bis fast farblos, in dünneren Schliffen wie Enstatit und im gewöhnlichen Licht davon nicht unterscheidbar; von groben Quersprüngen ausgehende, feine parallele Risse (eher Fasern); in sehr dicken Schliffen ein geringer Pleochroismus wahrnehmbar: parallel den Spaltrissen lichtgelblichgrün, lichtgelblich mit einem Stich in's röthliche senkrecht dazu. Interferenzfarben nicht über strohgelb I. Ordnung; Auslöschung gegen die feinen Risse zumeist sehr klein, 5—8°, zuweilen jedoch bis 25°. In convergentem Lichte kein Axenbild.

Querschnitt im allgemeinen derselbe Charakter; neben solchen Schnitten mit Andeutungen von unter fast 90° sich kreuzenden Spaltrissen, die diagonal zu letzteren auslöschen, d. h. sowohl einem monoklinen als einem rhombischen Individuum angehören können, finden sich auch einige, deren Auslöschung nur 5°—20° von dieser Richtung abweicht. In convergent polarisirtem Licht scheinbar Axenaustritt am Rande des Gesichtsfeldes; optischer Charakter (durch ein Gypsblättchen roth I. Ordnung bestimmt) positiv; Differenz $\gamma - \alpha$ 0·015.

Ob nun ein trikliner Pyroxen vorliege, wie solche in verschiedenen Gesteinen von Whiteman Cross[1]) beobachtet worden sind, wage ich vorerst noch nicht zu entscheiden.

Mikroperthit (Orthoklas zum Theil), der in den anderen Varietäten meist reichlich vorhanden ist, wurde selten angetroffen; er fungirt jedoch auch hier wie immer, indem er Lücken zwischen Plagioklaskrystallen ausfüllt und diese corrodirt, als ein zu allerletzt erstarrtes Residuum.

Titaneisen. Das gegen Plagioklas, Augit, Olivin und Apatit allotriomorphe Erz hat in der Ausscheidungsfolge eine höchst ungewöhnliche Stellung: es umschliesst scharfe Plagioklaskrystalle und muss demnach jünger sein als diese und gleichzeitig oder älter als Augit, Olivin etc.; in den meisten Varietäten der Gruppe scheinen die grossen gehackten und gelappten Erzpartien zum Theil einer zweiten, die im Plagioklas eingeschlossenen Kryställchen, sowie im Biotit liegende Massen einer ersten Generation zuzugehören; oft sieht man um die opaken Substanzen einen schön gelb pelluciden, homogenen Titanomorphitsaum, der unter Umständen eine ganz ungewöhnliche Breite erreicht.

[1]) Whiteman Cross, Bull. of U. S. Geological Survey. Nr. 1.

Apatit. Noch auffallender ist die Stellung des Apatits; zur ersten Generation sind die ausschliesslich im Feldspath liegenden Nadeln (genau wie die granitischen) zu zählen; den grossen, gedrungen prismatischen Krystallen und unregelmässigen Partien muss dagegen eine Stellung zwischen Plagioklas und Augit angewiesen werden, denn sie umhüllen Krystalle von Plagioklas und Körner von Augit, was auf Gleichzeitigkeit mit diesem letzteren hindeutet; die grossen Apatite beherbergen reichlich leere fluidale, sowie länglich cylindrische, gelbgekörnelte Einschlüsse, die wohl ebenfalls glasiger Natur sein mögen.

Mittelfeinkörniger Perthitophyr von Horoszki.

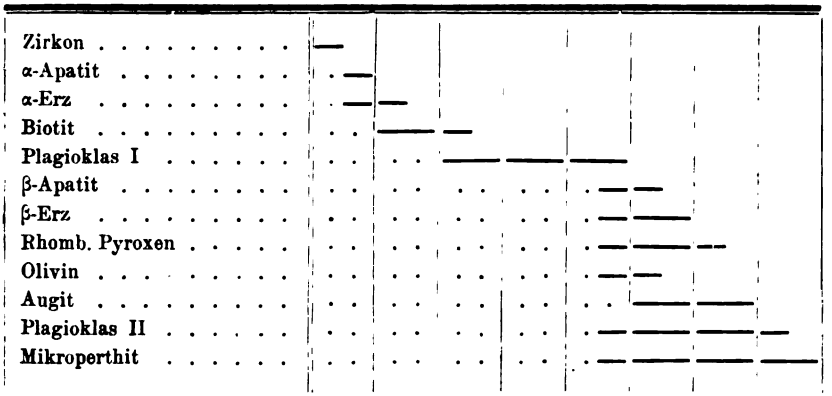
Makroskopisch stellt sich diese Varietät als ein mittelfeinkörniges Gemenge von Plagioklas, Olivin, Pyroxen mit porphyrischen, bis zu 2 Centimeter grossen Labradoriteinsprenglingen dar. Letztere sind tafelig nach M (010) mit Andeutungen von P, y, x, t, l, jedoch pflegen ihre Contouren aus der Zone 100 : 001 Discontinuitäten und Ausfranzungen zu zeigen, da die älteren Bildungen vielfach in dieselben mit gerundet lappigen Partien einschneiden; auf ihrer Längsfläche erscheint nicht selten ein zonal vertheilter ultramarinblaugrüner Schiller; eine vorherrschende Richtung für M scheint im Gestein nicht zu existiren.

Mikroskopische Zusammensetzung.

- Primäre Minerale
  - Wesentliche
    - Plagioklas
    - Olivin
    - Diallag
    - Augit
  - Accessorische
    - Bronzit
    - Biotit
    - Mikroperthit (Orthoklas)
    - Apatit
    - Titaneisen
    - Magnetit
    - Zirkon
- Secundäre Substanzen . . . . .
  - Eisenkies
  - Titanomorphit
  - Chloritische Substanz.

Paragenesis. Die Ausscheidungsfolge ist noch viel schwieriger zu ermitteln als in der vorigen Varietät; ein Blick auf die Tabelle II erläutert die Verhältnisse, zu deren Beschreibung mehrere Seiten erforderlich wären:

Tabelle II.



Dieses Gestein ist das einzige, welches 2 Plagioklasgenerationen zählt; im grossen ganzen hat es jedoch eine analoge Ausscheidungsfolge, wie das vorige. Die Textur wird schon unter der Loupe klar; wir dürfen dieselbe als eine zwischen Diabas und Gabbro stehende hypidiomorphkörnige bezeichnen.

Plagioklas. Der trikline Feldspath bildet mehr lange als breite hypidiomorphe Krystalloide[1]), die gerundet zackig, unregelmässig oder geradlinig aneinanderstossen und in alle jüngeren Gemengtheile, somit auch Apatit II und Erz II einschneiden; zuweilen findet auch scheinbar das umgekehrte Verhältnis statt: Apatit II schneidet oder greift mit gerundeten Contouren randlich in Plagioklas ein, was nur durch Gleichzeitigkeit der Bildungsphasen erklärlich erscheint. Die Zwillingslamellirung folgt zumeist dem Albitgesetze, seltener (jedoch viel häufiger als im grobkörnigen Gestein) dem Periklingesetze: auch Doppelzwillinge nach dem Carlsbader Gesetze gehören zu den gewöhnlichen Erscheinungen.

Die Auslöschungsschiefe wurde in hauchdünnen orientirten Schliffen (Voigt und Hochgesang) gemessen:

auf P: — 6° 42′ (Thalliumlicht)
„ M: —18° 12′ (Zwillingsnicol)

[1]) Das Wort „Krystalloid" gebrauche ich für Durchschnitte mit individuellen geradlinigen Begrenzungselementen.

Interpositionen: Viel weniger zahlreich als in der grobkörnigen Varietät:

a) Langprismatische, braune Nadeln mit pyramidaler Zuspitzung, die gerade auslöschen;

b) Scharf hexagonale braune Täfelchen; gehören scheinbar zu *a*.

c) Opake Stäbchen in 3 Richtungen sich schneidend: // der Basis, unter etwa 116° dazu geneigt und in einer Richtung, die den spitzen Winkel 74° halbirt (auf *M*).

d) Biotitlamellen und fetzenartige Partien.

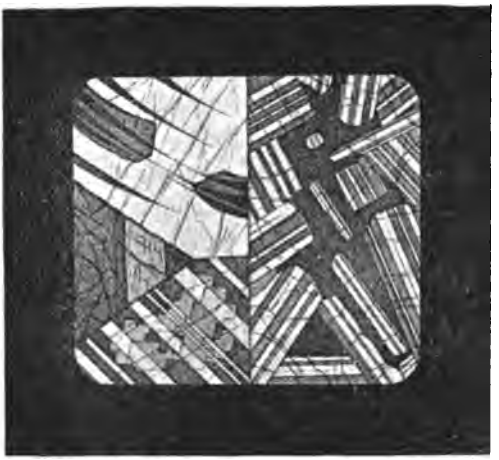
e) Isotrope farblose Mikrolithe anscheinend von dodekaëdrischem Habitus.

f) Braune, dichroitische, spitz rhombische Täfelchen, die meist aus zwei nach der langen Diagonale verzwillingten Hälften bestehen.

g) Unregelmässige, länglich tafelige oder leistenförmige, farblose Einschlüsse, die selbst wieder opake Körner und Glimmertheilchen beherbergen und nicht selten bei starker Vergrösserung mikroperthitisch gefasert erscheinen. Dieselben löschen entweder parallel zu ihren geraden Seiten, welche ihrerseits stets parallel zu der Zwillingsstreifung oder auf *M* zu den basischen Spaltrissen des Wirthes orientirt zu sein pflegen, oder unter kleinen Winkeln dazu aus (blos in einem Falle betrug die Auslöschungsschiefe circa 22°, ein Umstand, worauf wir später noch zurückkommen werden). Infolge ihres im Vergleiche mit der Plagioklasmasse offenbar geringeren Brechungsquotienten sehen sie wie Vertiefungen oder Löcher aus.

Mechanische Deformationen, Biegungen, Stauchungen, Verschiebungen von Lamellen, sowie offenbar durch Druck entstandene Zwillingsstreifungen sind nicht selten; hier muss ich einer eigenthümlichen Erscheinung gedenken, die wahrscheinlich ebenfalls in die Kategorie der dynamischen Bildungen zu zählen sein dürfte: mitten in homogener Plagioklasmasse sehen wir zwei breitere, von einander getrennte, gegenüberstehende, gleichorientirte, gebogene Zwillingspartien, durch welche ein anderes System von curvenartig gebogenen, schmäleren Zwillingskeilen (am besten mit einem gebogenen Bistouri vergleichbar) hindurchgeht; die Keile des zweiten Systems ziehen sich, ohne Ablenkung zu erleiden, durch beide Stücke hüben

und drüben, indem sie sich in der homogenen Plagioklassubstanz zu dünnsten Fäden ausgezogen haben, hindurch [1]) (linke Hälfte der Figur).



Die porphyrischen Einsprenglinge liefern sehr unregelmässige Durchschnitte, welche die Plagioklase der I. Gen. corrodiren und Olivin, Pyroxene, Apatit etc. umhüllen; dieselben unterscheiden sich von den älteren Plagioklasen durch die ungeheure Menge der Interpositionen, deren Charakter und Anordnung übrigens mit den bereits aus der grobkörnigen Varietät beschriebenen identisch sind. Da die kleinen einschlussarmen Plagioklase keine Spur, die makroporphyrischen, einschlussreichen dagegen oft prachtvolle Farbenwandlung zeigen, scheint es doch sehr wahrscheinlich, dass sich Interpositionen und Schiller in einem reciproken Verhältnis befinden.

Orientirt geschliffene Spaltblättchen (Voigt und Hochgesang) gaben folgende Werthe:

Auf *P:* — 6° 51′ (Thalliumlicht)
„ *M:* —19° 23′ (Calderon'sche Platte).

Mikroperthit (z. Th. Orthoklas). Der monokline stets allotriomorphe, zum grössten Theil mikroperthitisch struirte Feldspath fungirt als Residuum, d. h. zuletzt erstarrter Mutterlaugenrest: er füllt daher gleichsam die recentesten Lücken aus und corrodirt mehr weniger alle Gemengtheile, am intensivsten den Plagioklas. (Fig. 2, Taf. X.)

[1]) In gewöhnlichem Lichte sieht man diese Structur nicht.

Derselbe hat bald eine solch grobe Structur, dass man die Dicke der interponirten, wie verflochten aussehenden Fäden noch bequem zu messen vermag, bald eine solch unendlich feine, dass man zu deren Auflösung die stärksten Systeme anwenden muss; sanidinartig helle homogene Partien fehlen auch nicht. Zu einer groben krummschaligen Zerklüftung (annähernd parallel der Faserachse in Schnitten nach *M*, demnach parallel dem Orthopinakoid wie bei echten Sanidinen von trachytischem Habitus) gesellen sich sehr häufig haarfeine continuirliche Risse parallel 001; gegen diese letzteren gemessen betrug die Auslöschungsschiefe in einem Falle 7°, in einem anderen bis 10°; gegen die Faserachse dagegen (ungenau, weil man nicht sicher einstellen kann) 13° und in einem anderen Individuum bis 22°. Der Mikroperthit dieser Varietät scheint absolut frei zu sein von Interpositionen, schwebend darin sind besonders grosse Apatite anzutreffen. Seine Vertheilung im Gestein scheint nicht gleichmässig, denn wir finden in grossen Schliffen daran reichere (woselbst er fast zum wesentlichen Gemengtheil wird) und daran ärmere Partien.

Pyroxene. An der Zusammensetzung des Gesteines betheiligen sich mindestens dreierlei Pyroxene; alle drei sind meist allotriomorph und mit ebenfalls zum Theil allotriomorphem Apatit, Olivin und Erz verwachsen; sie umschliessen nicht selten scharfe Plagioklaskrystalle.

Bronzit (vielleicht Enstatit, aber nicht Hypersthen); allotriomorphe, selten gegen Olivin, Augit, noch seltener gegen Plagioklas hypidiomorphe Durchschnitte; Pleochroismus ausserordentlich schwach, in sehr dicken Schliffen erst wahrnehmbar: c grünlich, a und b röthlich. In Längsschnitten eine sehr versteckte, feine Längsfaserung, welche da und dort von groben Quersprüngen aus zu einer markirten, scharfen Riefung wird; parallel *c* (d. h. der Längsachse, Faserachse, nach welcher die Durchschnitte auslöschen) interponirte äusserst feine Lamellen eines monoklinen Pyroxens, die bei Dunkelstellung hervorleuchten und erst unter circa 40° auslöschen; stellenweise sind diese monoklinen helleuchtenden Fäden in so grosser Anzahl vorhanden, dass die rhombische Substanz dazwischen nur strichweise zur Geltung kommt. In Querschnitten: Theilbarkeit ebenfalls sehr versteckt, die pinakoidale jedoch besser markirt als die monotome, Interferenzfarben stets niedrig: weissgrau I. Ordnung; Bissectricen-Austritt in convergentem Lichte. Differenz $\gamma - \alpha$ 0·011 (Babinet-Compensator). Interpositionen: kleine eirunde Olivine, Erzkörner, Hohlräume und

endlich echte Glaseinschlüsse; diese letzteren haben mitunter die negative Gestalt des Wirthes und enthalten neben oft mehreren Bläschen farblose anisotrope Körner.

Augit. Gegen Plagioklas, Olivin, Apatit, rhomb. Pyroxen, allotriomorphe Durchschnitte. An sehr dicken Schliffen ist ein deutlicher Pleochroismus wahrnehmbar: c lichtgrünlichgelb, b lichtbräunlichgelb, a lichtröthlichgelb. Spaltbarkeit sehr undeutlich und versteckt, gewöhnlich blos durch seltene gerade Risse und eine grobe Längsklüftung in Längsschnitten, in Querschnitten durch ein ganz unregelmässiges Sprungnetz, worin man hier und da gerade sich unter etwa 90° schneidende Risse erkennt, angedeutet. Unter den wenigen Interpositionen verdienen besonders vereinzelte braune, globulitisch gekörnelte Glaseinschlüsse und eigenthümlich eirunde kleine Olivinkörner erwähnt zu werden.

Diallag. Durchschnitte wie bei dem Augit; nur etwa die Hälfte des ganzen monoklinen Pyroxens weist Diallagstructur auf: der Augit verliert jede Spur eines Pleochroismus und nimmt eine grünlichgraue Färbung an. Der äusserst feine Schalenbau nach den Pinakoiden scheint hier offenbar mit einer Zwillingsbildung verbunden zu sein, denn einige Durchschnitte erscheinen bei Drehung unter gekreuzten Nicols zart gebändert, indem heller und dunkler nuancirte Lagen abwechseln; wobei ich mich überzeugen konnte, dass auf eine solche Lage 3—5 der feinen Diallagschalen gehen. Die Diallagsubstanz erscheint ferner öfter von orangegelblich-pelluciden, verflochtenen, haarfeinen Gebilden durchwachsen, die anscheinend nach der Querfläche gestreckt liegen. Auslöschung: Maximum 40°. Differenz $\gamma - \alpha$ 0·0323 (Babinet-Compensator). Interpositionen wie im Augit und ausserdem Hohlräume, sowie in viel geringerer Anzahl als sonst bräunliche oder opake Lamellen, die mit ihrer Fläche in *a* (100) parallel *b* (010) zu liegen scheinen.

Etliche der homogenen Augite zeigen jenes abweichende optische Verhalten, das wir bereits kennen gelernt haben.

Olivin. Allotriomorphe oder gerundet lappige Individuen, die Bronzit- und Feldspathkrystalle umschliessen, jedoch auch mitunter unregelmässig mit Plagioklas zusammenstossen; die sonst sehr frische lichtgelbliche Olivinsubstanz ist von den charakteristischen groben Klüften durchzogen, auf welchen sich gelbe und braune Eisenoxyde abgesetzt haben; infolge dieser oberflächlichen Tingirung gewinnen

namentlich die kleinen Körner zuweilen ein fast impellucides Aussehen; serpentinisirte Partien habe ich hingegen sehr selten angetroffen. Interpositionen: Hie und da Schwärme von parallel der Axe mittlerer Elasticität b interponirten, wie die Olivinmasse gefärbten Nädelchen; Erzkörner, Hohlräume und braune, zum Theil globulitisch gekörnelte Glasporen.

Erze und Biotit. Diese beiden Substanzen treten vorzugsweise in inniger Verbindung auf; die sehr unregelmässig ausgefranzten und gehackten Erzmassen erster Generation sind meist von einem Biotitsaum, der tief in den Plagioklas einschneidet, umgeben, so dass man besser umgekehrt sagen möchte, dass grosse Biotitcomplexe einen Erzkern beherbergen; die Erzmassen zweiter Generation umschliessen idiomorphe Plagioklase, sowie abgerundete Partien von Apatit und bilden zuweilen mit Olivin, Apatit, Bronzit unregelmässige Zusammensetzungsflächen (rechte Hälfte der Figur auf pag. 485); nicht selten sind dieselben von einer gelbpelluciden, zum Theil auffallend breiten Titanomorphitzone umgeben, wodurch sich die betreffende Erzmasse als Titaneisen documentirt; mit Säuren nachweisbar sind ausserdem Magnetit (meist kleinere Körner im Plagioklas) und Eisenkies, welch letzterer an zersetzte Diallagpartien gebunden zu sein scheint.

Der Biotit besitzt einen äusserst kräftigen Pleochroismus:

c dunkelrothbraun, fast schwarz, b dunkelrothbraun, a rothgelb. Absorption deutlich $c > b > a$; Differenz $\gamma - \alpha$ 0·056 (Babinet-Compensator).

Apatit spielt eine viel bedeutendere Rolle als in dem ersten Vorkommen von Horoszki; 2 Generationen; zur ersten sind die meisten Apatitnadeln und dickere Säulchen mit scharf hexagonalem Querschnitt, welche den Feldspath durchspicken, zur zweiten die Mehrzahl der gedrungenen, gerundeten Krystalloide, sowie lappig ausgefranzte Individuen zu rechnen; die letzteren umhüllen nicht selten scharfe Plagioklaskrystalle und bilden mit Erz, Olivin und rhombischem Pyroxen unregelmässige Zusammensetzungsflächen. Beide Arten enthalten zahlreiche Interpositionen: opake Flitter, leere, fluidale und typische globulitisch gekörnelte, braune Glasporen.

Zirkon. Ausserordentlich seltene, sehr kleine, gelbliche Kryställchen nach 111, 110 und untergeordnet 100; Ecken und Kanten etwas abgerundet; Hyperittypus.

Perthitophyr von Lisowszczyna.

Diese mittelgrobkörnige Varietät zeichnet sich durch eine auffallende Armut an gefärbten Einschlüssen und infolge dessen durch eine sehr helle Färbung vor allen anderen Gliedern der Gruppe aus. Die sonst so deutlich sichtbare dunkle Zwischenmasse ist auf's Minimum reducirt und scheint fast zu fehlen. Makroskopisch besteht dieselbe fast ausschliesslich aus $^1/_2$ zollgrossen, hellgrauen, nicht irisirenden, nach *M* tafeligen Plagioklaskrystalloiden, an denen man mitunter *M*, *P*, *y*, *x* angedeutet findet und ganz kleinen eingesprengten Partien pyroxenischer Natur von Erz und selten von Eisenkies. Ein 5 × 6 Quadratcentimeter grosser Dünnschliff enthält nur 3 mit dunklem Material gefüllte Lücken zwischen hypidiomorphen Plagioklasen; hingegen bemerkt man schon mit blossem Auge längs den Rändern der Feldspathe Schnüre gefärbter Körner.

Mikroskopische Zusammensetzung.

- Primäre Minerale
  - Wesentliche: Plagioklas
  - Accessorische: Augit, Diallag, Bronzit, Olivin, Biotit, Orthoklas (Mikroperthit), Titaneisen, Magnetit, Zirkon, Apatit
- Secundäre Substanzen . . . . . : Eisenkies, Magnetit, Chlorit.

Der trikline Feldspath (meist tafelig nach *M*, jedoch ohne dass *M* in gewisser Richtung im Gestein häufiger anzutreffen wäre) gibt geriefte Leisten und eckige Felder und macht für sich allein fast den ganzen Gesteinskörper aus; die übrigen Gemengtheile treten accessorisch hinzu, indem sie in Körnerform randlich in der Feld-

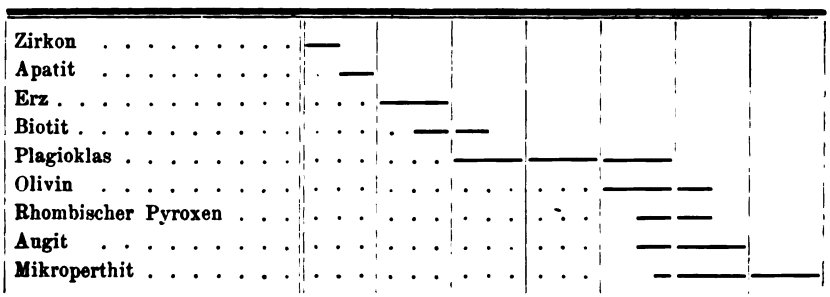
spathmasse eingeschlossen sind oder sich auf deren Rändern selbst zu Schnüren anordnen, wobei das einzelne Korn bald nur einem, bald beiden Plagioklasindividuen zugleich angehört. (Fig. 3, Taf. X.)

Neben dieser eigenthümlichen, kommt seltener und ganz untergeordnet die andere für die Gesteinsgruppe typische Structur zur Geltung (dann gehen beide Structuren unmerklich in einander über), indem Lücken zwischen idiomorphen Plagioklasen mit Pyroxen-Olivin-Mikroperthitmaterial erfüllt erscheinen. Die Structur ist demnach eine hypidiomorph-körnige und gabbroartige. Ein solches Zurücktreten der eisenhältigen gefärbten Silicate und Vorherrschen des Feldspathes finden wir genau in derselben Weise bei den sogenannten Syeniten Volhyniens (sie bestehen aus einem oligoklasähnlichen Feldspath, einer eigenthümlichen röthlichbraunen, auffallend wenig dichroitischen Hornblende und sehr wenig Orthoklas); derartige plagioklasreiche Ausscheidungen dürften vielleicht als Schlieren aufzufassen sein.

Die Paragenesis ist in diesem Falle nicht besonders schwer zu entziffern; wegen der Seltenheit der Apatit und Erzeinschlüsse konnte nicht festgestellt werden, ob ausser der ersten noch eine zweite Generation derselben vorhanden sei.

Die Summe der Beobachtungen gibt folgende Tabelle wieder:

Tabelle III.



Plagioklas. Ueber die Zwillingsart dieses glasig frischen Plagioklases lässt sich wenig sagen; sie folgt meistens dem Albitgesetze, seltener erscheinen auch nach dem Periklingesetze eingeschaltete Keile; zu den mechanischen Deformationen, wie Biegungen und Verschiebungen von Lamellen, welche hier angetroffen wurden, gehört offenbar auch folgende Erscheinung: in einem homogenen

Durchschnitte (orientirtes Präparat) nach *M* tragen sämmtliche (das heisst im Ganzen 6) nach dem Periklingesetze eingeschaltete Keile an ihrer Spitze je ein opakes Stäbchen oder länglich hexagonales Täfelchen (vergl. Fig. 3): allem Anscheine nach haben diese Interpositionen in irgend einer Weise die Zwillingsbildung angeregt.

Orientirt geschliffene Spaltblättchen (Voigt und Hochgesang) haben folgende Winkel für die Auslöschungsschiefe geliefert:

auf *P*: — 7° 22′ (Thalliumlicht)
„ *M*: —22° 10′ (Calderon'sche Platte).

Interpositionen. Aus der auffallenden Armut an Einschlüssen erklärt sich wahrscheinlich das Fehlen jeder Spur eines Farbenschillers und natürlich die sehr helle Farbe des Gesteins:

a) Auf den Rändern, seltener tiefer einwärts liegen perlschnurartig angeordnete kleine gerundete Körner, und meist über den Rand hinaus grössere unregelmässige Partien von Pyroxenen, Olivin und Diallag. Fast immer fand ich auch hier, wie überhaupt in typischen Labradoriten jene eigenthümlichen Verwachsungen von opaken und pelluciden Körnern; das völlig runde oder ovale Erzkorn hängt, sitzt oder steckt in oder an einem ebenfalls runden pelluciden Korn. Diese Association mag in gewissen Vorkommen, wie z. B. im Labradorit eines erratischen Hyperits aus Seeland, vielleicht zur Bildung eines eisgrauen Schimmers auf *M* beitragen; daselbst sind nämlich Pyroxenkörner regellos, jedoch gleichmässig auf zu *t* parallelen Wänden eingelagert und jedes einzelne trägt oder birgt ein opakes Partikelchen.

b) Seltene braune Glimmerlamellen liegen bald in *P*, bald in *M* // der Zwillingsstreifung oder den Tracen der basischen Spaltrisse.

c) Zum Theil mikroperthitisch gefaserte, farblose Othoklaseinschlüsse, zuweilen mit eingeschlossenen pelluciden und opaken Partikeln, die weiter oben gegebene Beschreibung passt vollkommen auch für diesen Fall, blos sind sie hier viel seltener.

Mikroperthit, gehört zu den grössten Seltenheiten; zuerst glaubte ich, er fehle ganz, doch fand sich in einem 5 × 6 Quadratcentimeter grossen Schliff eine unregelmässige, durchaus allotriomorphe Mikroperthitpartie als Lückenausfüllung zwischen Plagioklasen; sie zeigt scharfe unter etwa 116° zur Faseraxe geneigte, continuirliche Spaltrisse und eine Auslöschung von 8° gegen diese.

Pyroxene. Augit: blassgrünliche, homogene, gerundete Körner und eckige Partien; die Theilbarkeit nach dem Prisma sehr versteckt, nur selten deutlich markirt; Auslöschung: Maximum 39°.

Diallag: nur wenige der Körner, hingegen alle Durchschnitte in den Lücken zwischen den Plagioklasen weisen eine Diallagstructur auf; die Auslöschung erreicht hier ein Maximum von 44°; die typischen Interpositionen fehlen.

Rhombischer Pyroxen. Ein bronzitartiges schwach pleochroitisches (// den Spaltrissen lichtgrünliches und senkrecht dazu in's röthliche spielendes) Mineral kommt viel seltener als Augit in Form von gerundeten Körnern an den Rändern der Plagioklase oder eingeklemmt dazwischen vor.

Olivin bildet sehr seltene Körner oder allotriomorphe mit Augit verwachsene Partien zwischen Plagioklasen, meist zersetzt; die frischen enthalten einen durch centrale Anhäufung von Einschlüssen getrübten Kern; in einer solchen völlig frischen Randzone habe ich sehr deutliche, braune Poren mit verzerrter Libelle, denen man wohl nur eine hyaline Natur zuschreiben dürfte, wahrgenommen. Hierher gehören wohl auch Partien einer fast structurlosen grünen, mit Biotit- und Erzpartikeln verwachsenen Substanz.

Biotit. Primär nur im Plagioklas, braune Täfelchen; secundär aus Olivin und Pyroxen hervorgegangen; Pleochroismus sehr stark: // der Spaltbarkeit dunkelrothbraun, senkrecht dazu gelbroth; Absorption wahrscheinlich wie sonst $c > b > a$.

Apatit sehr selten; Körner und gerundete Krystalloide im Plagioklas.

Erze. Mit Säuren nachzuweisen Titaneisen mit Titanomorphitzonen, Magnetit, vielleicht auch Eisenkies; zum Titaneisen gehören opake Stäbchen, Täfelchen und die meisten voluminösen Massen; zum Magnetit die Mehrzahl der kleinen Körner.

Zirkon ausserordentlich selten; kleine nicht besonders scharfe Kryställchen nach 110, 111 mit untergeordneter 100; Hyperittypus.

Perthitophyr von Sakopski Luk.

Dieses in jeder Beziehung absonderliche, graue feinkörnige Gestein stellt sich der zweiten Varietät von Horoszki zur Seite, enthält jedoch keine porphyrischen Einsprenglinge. Mit blossem

Auge und der Lupe lässt sich ein feinstgeriefter Plagioklas nebst dunklen Stellen pyroxenischer Natur identificiren.

Mikroskopische Zusammensetzung.

- Primäre Minerale
  - Wesentliche
    - Plagioklas
    - Orthoklas (z. Th. Mikroperthit)
    - Augit
    - Rhomb. Pyroxen.
  - Accessorische
    - Quarz
    - Apatit
    - Titaneisen
    - Magnetit
    - Zirkon.
- Secundäre Substanzen . . . .
  - Biotit
  - Titanomorphit
  - Chloritische Masse.

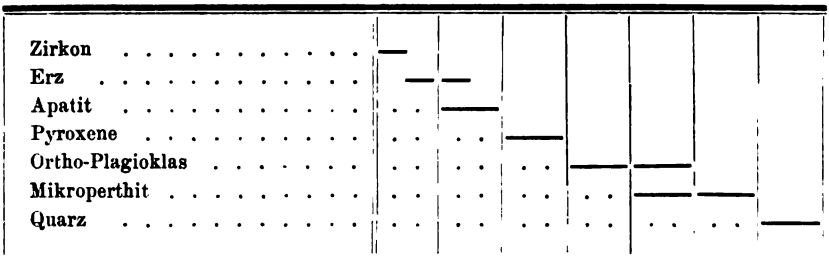
Paragenesis und Structur. Das Gestein hat eine Mikrostructur, für welche mir bisher kein Analogon bekannt geworden ist: der gabbroartigen durchaus unähnlich, erinnert dieselbe eher an gewisse Glasbasalte, in welchen die Gemengtheile in einer hyalinen Masse schwimmen; die Rolle des glasigen Residuums übernimmt in allen Einzelheiten ein individualisirtes Mineral, der gefaserte Orthoklas. (Fig. 4, Taf. X.)

Bestände dieses Verhältnis nicht, so dürfte man die Structur allenfalls als eine panidiomorph-körnige (nach Rosenbusch's Vorgange) bezeichnen.

Im Mikroperthit, der stets allotriomorph ist, schwimmen Krystalle von Plagioklas, Orthoklas, Pyroxenen, Apatit und Erz; hie und da reducirt sich indessen der faserige Feldspath auf ein Minimum und dann umschliessen Plagioklase + Orthoklas, Pyroxenkrystalle oder formen sich an diesen ab. Quarz fungirt als allerletzter, nach dem Mikroperthit erstarrter und sauerster Mutterlaugenrest, indem er die letzten Fugen und Winkel (récoins) zwischen idiomorphen Substanzen oder unregelmässige Räume im Mikroperthit (woran deutlich Corrosionserscheinungen wahrzunehmen sind) selbst erfüllt.

Die Ausscheidungsfolge ist nicht schwer zu ermitteln; Pyroxene erweisen sich älter als Plagioklas. Alle Einzelheiten der reciproken Verhältnisse zwischen den Gemengtheilen bringt folgende Tabelle:

Tabelle IV.



Dies in Worten ausgedrückt:

I. Zirkon, Erz, Apatit.
II. Pyroxene.
III. Plagioklas, Orthoklas (nicht gefasert und idiomorph).
IV. Mikroperthit.
V. Quarz.

Eine solche Paragenesis illustrirt und bestätigt wunderbar den von Prof. Rosenbusch [1]) aufgestellten Satz, dass nämlich:

„Die krystallinischen Ausscheidungen in einem eruptiven „Silicatmagma sich mit abnehmender Basicität folgen, so dass in „jedem Augenblicke der Gesteinsbildung der noch vorhandene „Krystallisationsrückstand sauerer sei als die Summe der bereits „auskrystallisirten Verbindungen."

Auffallender Weise sehen wir in den anderen Gliedern der Gruppe das umgekehrte Verhältnis: kieselsäureärmere Verbindungen, Olivin, Pyroxen folgen auf kieselsäurereichere, den Labradorit; eine normale Folge findet dann später statt, Olivin, Pyroxen, gefaserter Orthoklas, zuletzt Quarz.

Plagioklas liefert mehr lange als breite hypidiomorphe Durchschnitte, sowie unregelmässige Felder, welche gerne abgerundet zackig in einander greifen. Die Zwillingsstreifung scheint in der Regel

[1]) Mikrosk. Physiogr. d. Massengest. II. Aufl., pag. 10.

dem Albitgesetze zu folgen, während nach demjenigen des Periklins nur hier und da kurze Lamellen und Keile eingeschaltet sind; die Sonderindividuen pflegen bald breiter, bald schmäler zu sein oder gehen in sich beiderseits auskeilende, kurze, intermittirende Gebilde über, die bei Dunkelstellung des Durchschnittes als helle Striche hervorleuchten. Nicht selten erscheinen gegen einander verschobene, geknickte und gebogene Lamellen.

Die Kleinheit der Plagioklase lässt die Anfertigung von orientirten Schliffen leider nicht zu und es mussten daher Messungen im Dünnschliff angestellt werden. Folgende Werte habe ich aus 10 Schliffen zusammengesucht [1]):

I. 12°, 14°, 18°, 17°, 19°, 18°, 18°, 17°, 12°, 15°, 18°, 14°; Mittel aus 20 Ablesungen = 15·4° (*Na*-Licht).

II. 5°, 5°, 4°, 7°, 5°, 7°, 6°, 6°, 4°, 7°, 6°, 4°; Mittel aus 20 Ablesungen = 5·5° (Calderon'sche Platte).

Er führt im allgemeinen auffallend wenig mikrolithische Interpositionen, zum Theil jedoch sehr eigenthümlicher Natur:

a) Ganz scharfe Krystalle (bis zu 0·02 Millimeter) und gerundete Körner von monoklinem und rhombischem Pyroxen mit anhaftenden oder eingeschlossenen opaken Partikeln.

b) Nadeln nebst den entsprechenden zierlich hexagonalen Querschnitten von Apatit.

c) Gelbe und opake Stäbchen, Scheibchen und punktartige Dinge, welche parallel der Streifung interponirt sind, wie in typischen Labradoriten.

d) Seltene, allerwinzigste, mit den stärksten Systemen erst auflösbare fluidale Poren, zum Theil mit tänzelnden Libellen ausgestattet.

e) Krystalle und Körner von Titaneisen und Magnetit.

f) Orthoklaseinschlüsse (zum Theil perthitisch gefasert). Farblose, leistenförmige (meist oben und unten ausgefranste Leisten), viereckig tafelige und endlich fetzenähnliche Gebilde, die offenbar infolge ihres geringeren Lichtbrechungsvermögens in der Plagioklasmasse wie Vertiefungen oder Löcher aussehen; die geraden Seiten

[1]) Es wurden blos Fälle notirt, wo die Winkel zu beiden Seiten der Zwillingsnaht annähernd gleich waren.

sind stets parallel mit der Zwillingsstreifung; Interferenzfarben grau, d. h. viel niedriger als beim Plagioklas (gelbbraun); ihre Auslöschung ist nicht immer leicht zu ermitteln, da sie nur selten die ganze Dicke des Wirtes ausmachen, indessen habe ich gelegentlich constatiren können, dass sie bald parallel, bald unbedeutend schief zur geraden Seite statthat. Uebrigens sind einige dieser Einschlüsse geradezu mikroperthitisch gefasert, so dass ihre Orthoklasnatur feststeht. Sie beherbergen selbst wieder ausserordentlich häufig Pyroxen, Apatit, Erzkryställchen und Körner, die mitunter solche Dimensionen annehmen, dass von der Orthoklassubstanz nur noch eine papierdünne Hülle übrig bleibt; man möchte alsdann fast lieber sagen, dass Pyroxen- und Erzkörner gleichsam in einer dünnen Orthoklasschale stecken; endlich enthalten etliche ein kugelförmiges Ding, welches einen lichten Scheitelpunkt besitzt und geradezu wie ein Bläschen aussieht. Etwas ähnliches habe ich seinerzeit im Quarz des Phyllits von Erlbach in Sachsen beobachtet und beschrieben.[1]) Die Stellung dieser Orthoklaseinschlüsse ist, wie in den anderen Varietäten, höchst sonderbarer Weise nur mit derjenigen der hyalinen Poren zu parallelisiren.

Orthoklas. Als gleichalterig mit Plagioklas sind einige homogene oder einfach (nach dem Carlsbader, seltener dem Bavenoer Gesetze) verzwillingte Durchschnitte von derselben Form zu betrachten, welche wie Plagioklas vom Mikroperthit umspült und corrodirt werden. Die Carlsbader Individuen löschen beiderseits unter circa 22° aus; während aber der klinotome stets hyalinfrisch ist, pflegt der monokline Feldspath, wie der granitische, staubig getrübte Stellen zu enthalten.

Mikroperthit (zum Theil sanidinartiger Orthoklas). Dem mikroperthitisch gefaserten Feldspath kommt ganz entschieden die Rolle eines Krystallisationsrückstandes zu: er füllt Lücken, deren Contouren durchaus von anderen, älteren Substanzen abhängen, corrodirt und unterminirt ausser Quarz sämmtliche Gemengtheile. Eine hyaline Grundmasse in Laven oder Basalten illustrirt noch am anschaulichsten dies Verhältniss, denn Mikroperthit umschliesst Bisilicate und ältere Feldspäthe ganz, dringt in die feinsten dazwischen vorhandenen Fugen und zerfrisst besonders die letzteren

[1]) Bull. Soc. Min. T. VIII, pag. 231.

sehr stark. Die Substanz mehrerer, oft nur durch feinste Aederchen verbundener Lückencomplexe pflegt in der Regel scharfe, continuirliche Spaltrisse parallel $P(001)$, eine gleichorientirte Faserung (unter etwa 116° zu P) und simultane Auslöschung zu zeigen; die Interferenzfarben bewegen sich gewöhnlich in grauen Tönen, fast wie Eläolith, während sie beim Plagioklas von rein weiss bis gelb und braunröthlich steigen können. Die Differenz $\gamma - \alpha$ scheint etwas zu schwanken, denn sie beträgt bald fast 0·008, bald nur 0·006. Die Faserung verschwindet manchmal in demselben optisch homogenen Individuum stellenweise ganz vollständig, so dass man mit vollem Recht von einem sanidinartigen Habitus sprechen darf[1]; dies gilt besonders dann, wenn die für Sanidin typische, hier nicht selten gut ausgeprägte grobe, krummschalige Absonderung annähernd parallel dem Orthopinakoid hinzutritt.

Die Faserung ist bald unendlich fein, mit den stärksten Systemen kaum auflösbar, bald können die spindelförmigen Albitstengel bequem einzeln unterschieden und ihre Querlamellen wahrgenommen werden. Neben dieser gewöhnlichen perthitischen Verwachsung habe ich seltener eine andere Structur beobachtet: im homogenen Orthoklas wurstwurmartig gekrümmte, gewundene Gebilde, die wegen ihrer offenbar stärkeren Doppelbrechung ein stark erhabenes Relief aufweisen und sich zu Algen ähnlichen, mit gewissen Mikropegmatiten vergleichbaren Figuren gruppiren; sie liefern elliptische und ganz runde Querschnitte, welche ebenfalls gerne eine divergentstrahlige Anordnung annehmen. Zum Quarze dürften jedoch diese Gebilde in keinem Falle zu rechnen sein, denn der unmittelbar daneben vorhandene Quarz zeigt viel höhere Interferenzfarben, während sie genau wie die Orthoklasmasse in düstergrauen Tönen polarisiren und gleichzeitig auslöschen.

Die normal gefaserten Partien löschen unter 5°—8° zu den basischen Spaltrissen und etwa unter 20°—23° zur Faserachse aus.

Denkt man aus dem Gesteinskörper alle übrigen Gemengtheile entfernt, so bleibt ein Orthoklasgerüste übrig, dessen Maschen die Form der anderen Substanzen besitzen. Ausser sämmtlichen älteren Mineralen beherbergt derselbe winzige braune Täfelchen, sowie nur bei stärkster Vergrösserung sichtbare schlauchartige Hohl-

[1]) Vergl. Neues Jahrb. 1888, I. Bd., pag. 77, Referat.

räume, die halb in der Orthoklasmasse, selbst halb in den interponirten Fäden gelegen sind.

Das Erscheinen und Verschwinden der Mikroperthitstructur in demselben Individuum liesse sich vielleicht folgendermassen erklären: als die idiomorphen Feldspäthe fertig gebildet waren, blieb ein gewisser aus Orthoklas mit wenig Plagioklassubstanz bestehender Rückstand übrig; bei der definitiven, wahrscheinlich ruckweise erfolgten Erstarrung des Gesteins wurde jedes Molecül des Restes am Orte, wo es sich gerade befand, in den Räumen zwischen den bereits fertigen Mineralen fixirt, wobei beide Substanzen offenbar nicht mehr Zeit genug fanden, um sich völlig von einander zu trennen.

Quarz. Den Quarz, welcher eigentlich unter den accessorischen Bestandmassen anzuführen wäre, möchte ich gleich hier vornehmen, weil ihm dieselbe Rolle zukommt wie dem Orthoklas. In demselben erkennen wir den zu allerletzt ausgeschiedenen sauersten Mutterlaugenrest: demzufolge erfüllt er diejenigen Ecken und Fugen, die nach Verfestigung aller Gesteinscomponenten ohne Ausnahme noch übrig geblieben waren. Naturgemäss musste mit dem Vorschreiten der Individualisation der anderen Substanzen das Residuum sich immer mehr vermindern und die Lücken an Grösse abnehmen: und in der That entspricht die Gesammtmenge des vorhandenen Quarzes nur etwa dem $^1/_{20}$ Theil des residualen Orthoklases; während ferner der letztere noch ziemlich weite Lücken einnimmt, steckt der Quarz geradezu in Winkeln, Spalten und Fugen. Er corrodirt in geringem Grade den idiomorphen, viel intensiver dem residualen Feldspath. Zuweilen wollte es mich fast bedünken, dass wir es hier mit einer secundären (etwa durch Zersetzung entstandenen oder infiltrirten) Quarzmasse zu thun haben, eine Annahme, welche indessen bei der aussergewöhnlichen Frische des Gesteines und besonders wegen der im Quarze schwebenden Kryställchen von Apatit, Erz und Pyroxen als ausgeschlossen erscheint. Ausser diesen Einschlüssen führt er zahlreiche, sehr kleine leere und fluidale Poren, z. Th. mit spontan beweglichen Libellen, welche bei 120° C. noch nicht absorbirt wurden.

Pyroxene. Sämmtliche Pyroxene sind fast gleich gefärbt, idiomorph und unterscheiden sich nur durch ihr optisches, z. Th. sehr eigenthümliches Verhalten, das sich am übersichtlichsten folgendermassen tabellarisch darstellen lässt:

	Farbe und Form des Durchschnittes	Theilbarkeit	Interferenzfarben und Pleochroismus	Auslöschung	In convergent polarisirtem Licht	Optischer Charakter und Differenz $\gamma - \alpha$
A_1. Längsschnitte	Lichtgelblichgrün; abgerundet, breit prismatisch.	∥ der Längsrichtung grobe Absonderung, feine Riefung, sogar oft Faserung, die in der Nähe von Querrissen besonders deutlich ist.	Grau-weiss-gelblich I. Ordnung; keine Spur.	Oft fast ∥ zur feinen Riefung, gewöhnlich aber unter 7°—10°, im Maximum 25° dazu.	Kein Axenbild oder Axenringe, ganz am Rande des Sehfelds (undeutlich).	Anscheinend positiv; 0·015.
A_2. Querschnitte	Lichtgelblichgrün; abgerundet, selten mit Andeutungen von Flächen.	Sehr unregelmässige grobe, krummlinige Zerklüftung; manchmal gehen von Sprüngen (auf sehr kurze Entfernung) zwei feine Riefungen aus, welche sich fast unter 90° schneiden.	Grau-weiss-gelblich I. Ordnung; keine Spur.	In einer Richtung, die von der Diagonale der durch beide kurze Riefungen entstehenden Quadrate gewöhnlich um kleine Werte, im Maximum um 27° abweicht.	Austritt einer Axe ganz schief im Gesichtsfeld.	
B_1. Längsschnitte	Ebenso wie A_1.	Ebenso wie A_1.	Grün-roth-blau II. und III. Ordnung; keine Spur.	Unter 40° zur feinen Riefung oder ∥ dazu.	Kein Axenbild oder Axenringe ganz am Rande des Sehfelds.	Positiv; 0·0325.
B_2. Querschnitte	Ebenso wie A_2.	Etliche Risse sind geradlinig und schneiden sich fast unter 90°.	Grün-roth-blau II. und III. Ordnung; keine Spur.	Diagonal zu den Spaltrissen.	Austritt einer Axe schief im Gesichtsfeld.	
C_1. Längsschnitte	Lichtgrünlichgelb; gerundet, breit prismatisch.	Ebenso wie A_1.	Grau-weiss I. Ordnung; keine Spur.	∥ der Riefung oder Faserung.	Kein Axenbild, oder ein undeutliches, verwaschenes Kreuz (Austritt d. — Mittellinie).	
C_2. Querschnitte	Unregelmässig gerundet, oder gerundet mit Andeutungen von Flächen.	Sehr grob und unregelmässig zerklüftet; als Seltenheit finden sich einzelne geradlinige unter etwa 90° sich kreuzende Risse.	Grau-weiss-braun I. Ordnung; keine Spur.	∥ zu den geraden Sprüngen.	Aehnlich wie C_1, d. h. — Austritt der + Mittellinie.	Positiv; 0·010.
E_1. Längsschnitte	Lichtgelblichgrün; gerundet, schlank, lang prismatisch oder ebenso mit geraden Seiten und z. Th. domatischer Endigung; kleine Individuen oft scharf nach 100, 110, 011 und mit pyramidalen Flächen.	∥ dem Prisma grobe Absonderung, Riefung, sogar Faserung, welche in der Nähe von groben Quersprüngen markirter zu sein pflegt.	Grün-roth-violett-blau II. und III. Ordnung; keine Spur.	∥ dem Prisma und der feinen Riefung.	Kein Axenbild, oder ein sehr undeutliches Kreuz — Austritt der Mittellinie.	
E_2. Querschnitte	Gerundet und scharf oktogonal, auch theils gerundet, theils mit geraden Seiten.	Grobe, dichte, sehr unregelmässige Zerklüftung, worunter selten gerade, sich unter etwa 90° kreuzende Risse ∥ einer der Seiten vorkommen.	Grün-roth-blau-violett II. und III. Ordnung.	∥ einer Seite und den Spaltrissen.	Aehnlich wie E_1, d. h. — Austritt der Mittellinie.	Anscheinend negativ; 0·020.

Aus dieser Tabelle geht offenbar hervor, dass mehrere Pyroxene vorhanden seien:

A. Verhält sich ganz anormal und mag vielleicht in die Kategorie der von Whiteman-Cross[1]) beschriebenen triklinen Pyroxene zu stellen sein;

B. ist deutlich monoklin;

C. ist normal rhombisch;

E. scheint zwar rhombisch zu sein, die Interferenzfarben aber und der Unterschied $\gamma-\alpha$ sind zu hoch für Hypersthen, womit er noch am meisten Aehnlichkeit verräth, sowie für Bronzit oder Enstatit.

Alle Pyroxene führen dieselben Interpositionen, ohne dass irgend welche Prädominanz der einen oder anderen Art zu constatiren wäre:

a) Opake Krystalle und Körner (Magnetit und Titaneisen);

b) Farblose, an den Enden gerundete Säulchen und spiessige Belonite, ohne Spur einer regelmässigen Anordnung;

c) Apatitkrystalle;

e) Farblose, eirunde oder kugelige anisotrope Gebilde, die ich für Olivin halten möchte.

d) Bräunlich gekörnelte, eirunde oder länglich viereckige (negative Form des Wirtes), bläschenführende hyaline Poren; die Bläschen sind infolge globulitischer Entglasung oft etwas undeutlich.

Apatit. Der in grosser Menge vorhandene Apatit findet sich in:

1. gedrungen-kurzen Krystallen mit pyramidaler Endigung und gerundet hexagonalem Querschnitt;

2. grossen Krystalloiden und

3. schlanken feinen Prismen mit scharf hexagonalem Querschnitt.

Im allgemeinen trifft man den gedrungen-prismatischen Habitus häufiger in grobkörnigen, den dünnprismatischen häufiger in feinkörnigen Gliedern der Gruppe, wiewohl auch beide zusammen auftreten. Als einer der ältesten Gemengtheile, und somit noch sicherlich Repräsentant der ersten Gesteinbildungsphase, d. h. des magmatischen Zustandes, führt er nicht selten die schönsten Glaseinschlüsse; dieselben sind rund oder cylindrisch, z. Th. braun gekörnelt, mit meist deutlich erkennbaren Gasbläschen ausgestattet; sie entsprechen in allen Beziehungen vollkommen den „stone Carities" Sorby's.[2])

[1]) a. a. O.

[2]) On the Mikr. Structure of Crystalls etc. Taf. IV, Fig. 103, 104, 105.

Ferner führt derselbe zahlreiche fluidale Poren, meist von geringen Dimensionen und eckig verzweigter Gestalt, deren Libellen auch bei 120° noch nicht verschwanden; winzige opake Flitterchen.

Biotit. Fetzen und unregelmässig ausgefranste Partien eines rothbraunen Magnesiaglimmers haben sich namentlich an getrübten Stellen des Feldspaths in Berührung mit Pyroxen in einer Weise angesiedelt, dass man denselben für secundär halten muss. Pleochroismus: c dunkelrothbraun, b braunroth, a gelbroth; Absorption deutlich: $c > b > a$.

Erze. Beim Behandeln des Präparates mit Säure verschwinden auffallend wenige opake Körner und Krystalle (oft quadratisch); die unregelmässigen, häufig mit Apatit verwachsenen, hie und da von einem gelblich pelluciden Saum (Titanomorphit) umgebenen opaken Massen, zierliche Stäbchen und Hexagone liegen dem Titaneisen an.

Zirkon. Im Dünnschliff konnte ich trotz vieler Mühe keinen Zirkon entdecken; um womöglich doch dessen Anwesenheit zu constatiren, opferte ich ein grosses Handstück und griff zu der bekannten Schlämmethode. Der in minimaler Menge (etwa 20 Kryställchen und Bruchstücke) gewonnene Zirkon zeigt einige bemerkenswerte Eigenthümlichkeiten. Krystallform: nicht besonders scharf, kurzprismatisch, nach 100, 111, mit sehr untergeordneten 110, 311. Spuren einer Zonalstructur. Dimensionen: (Mittel) 0·09 Millimeter lang, 0·06 Millimeter breit, 0·02 Millimeter dick. Interpositionen: seltene, schlauchartige Poren, worin in zwei Fällen mehrere aneinanderhaftende, kugelrunde Bläschen deutlich wahrgenommen wurden: ebensolche braune oder opake, wurmartig gekrümmte Gebilde ohne Bläschen; ebensolche Hohlräume. Hyperittypus.

Perthitophyr von Kamenoi Brod in Volhynien.

Diese und die folgende Varietät repräsentiren die extremsten grobkörnigen Glieder der Gruppe. Makroskopisch setzt sich das Gestein zusammen aus zollgrossen, fast schwarzen, zum Theil schön irisirenden, nach *M* tafeligen Plagioklasen und einer sehr untergeordneten, feinkörnigeren und heller gefärbten Zwischenmasse, worin Quarz, Diallag, Biotit und Eisenkies zu identificiren sind. Mit Säuren betupft braust die Grundmasse an gewissen Stellen. Wiewohl

die Plagioklase für sich allein fast $^4/_5$ des Gesteinskörpers ausmachen, fungiren sie doch als Einsprenglinge, indem dieselben nämlich von einer anders gearteten Matrix, welche in die feinsten Fugen einzudringen pflegt, umhüllt werden; das Gestein besitzt demnach einen mikroporphyrischen Habitus.

Bei der Besichtigung eines 6 × 6 Quadratcentimeter grossen Dünnschliffs mit oder ohne Lupe fallen zunächst breitleistenförmige und unregelmässige, gestreifte, oft mit dunklem Staub erfüllte Plagioklase, zwischen welchen sich eingeklemmte Partien von Quarz, Biotit, Augit und Erzen befinden, in die Augen.

Die mikroskopische Untersuchung von mehreren grossen (darunter solche von 6 × 6 Quadratcentimeter) und vielen kleineren Präparaten ergab folgenden Mineralbestand:

Mikroskopische Zusammensetzung.

- Primäre Minerale
  - Wesentliche
    - Plagioklas
    - Mikroperthit (z. Th. Orthoklas)
    - Quarz
    - Diallag
  - Accessorische
    - Rhombischer Pyroxen
    - Amphibol
    - Olivin
    - Biotit
    - Apatit
    - Magnetit
    - Titaneisen
    - Anatas
    - x-Mineral
- Secundäre Substanzen . . . . .
  - Eisenkies
  - Calcit
  - Titanomorphit
  - Zersetzungsproducte des Olivins, Amphibols, Diallags, Biotits
  - Muscovit.

Paragenesis. In diesem Falle haben wir wieder eine höchst eigenthümliche Ausscheidungsfolge:

A. Die idiomorphen Anatas, x-Mineral, α-Erz, α-Biotit, α-Amphibol, α-Augit schwimmen im Plagioklas.

B. α-Erz, α-Biotit sind abwechselnd zu einander hypidiomorph.

C. α-Amphibol, α-Augit umschliessen α-Erz, α-Biotit und sind gegenseitig abwechselnd hypidiomorph.

E. Plagioklas ist idiomorph gegen Olivin, rhombischen Pyroxen, β-Augit, β-Amphibol, β-Biotit, β-Erz, Orthoklas (Mikroperthit), Quarz.

D. β-Biotit, β-Erz schneiden mit hypidiomorphen Formen zuweilen randlich in Plagioklas ein, umhüllen aber auch dessen scharfe Durchschnitte.

F. β-Erz ist idiomorph gegen β-Augit.

G. Olivin und rhombischer Pyroxen sind zuweilen hypidiomorph zu β-Augit, β-Hornblende.

H. β-Hornblende ist stets hypidiomorph zu Mikroperthit und Quarz.

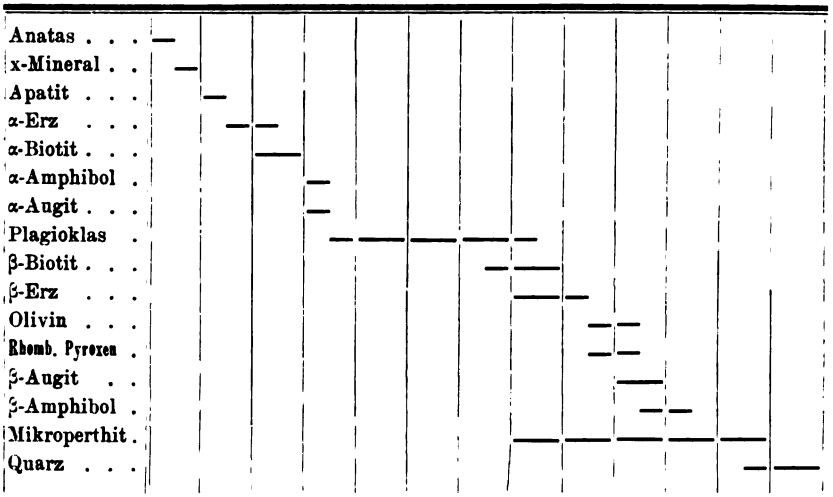
I. Mikroperthit und Quarz corrodiren Plagioklas.

J. Mikroperthit wird vom Quarz zersprengt und stark corrodirt.

K. Quarz bildet mit Orthoklasmasse zuweilen Mikropegmatit, welcher sich zonenweise an Plagioklas anlegt, und zwar so, dass die Feldspathsubstanz beider optisch gleichorientirt ist.

Die folgende Tabelle erläutert das eben Gesagte:

Tabelle V.



Der Plagioklas führt besonders reichlich Orthoklas- (zum Theil Mikroperthit-) Einschlüsse, die sich analog Glaseinschlüssen von der Form des Wirtes verhalten.

Die Ausscheidungsreihenfolge wäre demnach:

I. Anatas, x-Mineral, Apatit, α-Erz, α-Biotit.
II. α-Amphibol, α-Augit.
III. Plagioklas.
IV. β-Biotit, β-Erz, Olivin, rhomb. Pyroxen.
V. β-Augit, β-Amphibol.
VI. Mikroperthit.
VII. Quarz.

Plagioklas. Dieser Labradorithabitus scheint mehr verbreitet in schwedischen Hyperiten und Noriten als in echten Gabbrogesteinen zu sein. Er bildet unregelmässige Bruchstücke und breitleistenförmige Krystalle, gewöhnlich tafelig nach 010, ziemlich dick in der Richtung der Orthodiagonale, in der Zone 100 : 001 meist unregelmässig; für die Lage von *M* im Gesteine ist jedoch eine Frequenz in bestimmter Richtung nicht zu bemerken; nur ausnahmsweise Durchschnitte mit Andeutungen von *P*, *t*, *l*, *y*. Die aussergewöhnlich frische Substanz wimmelt stellenweise von nadeligen und staubigen Interpositionen.

Die Grösse der Krystalle ermöglicht die Anfertigung prachtvoller orientirter Schliffe. Sämmtliche in dieser Arbeit benützte orientirte Präparate sind von der rühmlichst bekannten Firma Voigt und Hochgesang in Göttingen angefertigt worden.

I. Hauchdünnes Spaltblättchen nach der Basis (1·5 Quadratcentimeter):

Der Krystall wird durch Verwachsung mehrerer Subindividuen, wovon jedes aus mehreren Lamellen nach dem Albitgesetze besteht, nach dem Karlsbader Gesetze gebildet.

Auslöschung gegen die angeschlagene Kante 001 : 010.

$-6^{0}\ 55'$[1]) (Zwillingsnicol; Thalliumlicht).

II. Hauchdünnes Spaltblättchen nach der Längsfläche:

Ungestreift; im homogenen Durchschnitt sind hie und da parallel den Tracen von *P* interponirte haarfeine Lamellen zu sehen,

[1]) Diese Angaben entsprechen überall dem Mittel von mindestens 10 Bestimmungen.

welche in gewöhnlichem Lichte von Rissen gar nicht unterscheidbar, sich erst bei Dunkelstellung als helleuchtende Striche, d. h. Einschlüsse documentiren. Infolge ihrer Feinheit liess sich die Auslöschungsschiefe nicht wohl messen, soviel ist jedoch ersichtlich, dass sie nach der Labradoritmasse sich verdunkeln.

Auslöschung gegen die angeschlagene Kante 010 : 001.

—20° 25′ (Thalliumlicht; Zwillingsnicol).

Neben der Theilbarkeit nach 001, 010 sind auch scharfe Risse nach 110 (resp. $1\bar{1}0$ und seltener auch nach $\bar{2}01$, d. h. mit den basischen Spaltrinnen auf *M* beiläufig einen rechten Winkel einschliessend) vorhanden.

Interpositionen: Mikrolithische Einschlüsse sind nicht in allen Durchschnitten in gleicher Menge anzutreffen; bald finden sie sich massenhaft, in ziemlich gleichmässiger Vertheilung oder auf Partien und Striemen concentrirt, bald fehlen sie fast gänzlich:

A. Haarfeine und dickere, opake und bräunliche, zum Theil bis zu 0·05 Millimeter lange Nadeln hauptsächlich in drei Richtungen angeordnet: parallel 001, unter 116° dazu und senkrecht zu der letzteren. In basischen Schnitten erscheinen daher neben Nadeln die denselben entsprechenden punktartigen Durchschnitte.

B. Opake, braune und hellgelbe, rhombische, länglich und verzerrt hexagonale Täfelchen nebst den zu diesen letzteren gehörenden, dichroitischen (parallel der Längsaxe violettbräunlich, hellbräunlichgelb senkrecht dazu) Leistchen liegen mit der Fläche meist in der Basis, mit der langen Kante anscheinend regellos; grössere idiomorphe Biotite.

C. Langprismatische Apatite (0·5 Millimeter lang, 0·02 breit) mit scharf hexagonalen Querschnitten.

E. Körner, unregelmässige Partien und Krystalloide eines lichtgrünen homogenen zum Theil grünbräunlichen diallagartig struirten Pyroxens, welcher dem Pyroxen 2. Generation durchaus unähnlich ist; Auslöschung bis 40°.

F. Eine uralitisch gefaserte, bräunlichgrüne Hornblende in Form von idiomorphen blätterigen Massen und abgerundeten Säulchen (bis 0·8 Millimeter lang, 0·2 Millimeter dick), sowie mit Augit ganz unregelmässig (mit parallelen *c*-Axen) verwachsen. Pleochroismus sehr stark: c schwarzgrün, b bräunlichgrün, a grünlichbraun; Absorption deutlich: $c > b > a$; im Längsschnitt kommt öfter ausser

der Faserung parallel dem Prisma eine unter circa 75° dazu geneigte geradlinige Querabsonderung vor; ein Theil dieser Hornblende, namentlich die mit Augit durchwachsenen Partien, scheinen daraus hervorgegangen zu sein. Auslöschung gegen die Faseraxe 0° oder bis 8°; Querschnitte zeigen sehr gut markirte, sich unter 120° schneidende Risse. Von dem Amphibol der 2. Generation ist dieser durchaus verschieden.

G. Apatit, Erz, Biotit, Augit, Hornblende bilden gerne mit einander verwachsene, sozusagen glomeroporphyrische Gruppen. Hierher gehören auch die länglich-viereckigen und subhexagonalen, pseudomorphosenartigen Gebilde[1]), welche aus einem regellosen Aglomerat von Biotit-, Erz-, Pyroxenpartikeln bestehen; an die Stelle des Glimmers treten gelegentlich schmutzig graugelbe Zersetzungsproducte.

H. Stäbchen, Täfelchen, Körner und grössere zum Theil sehr scharfe Krystalle von Titaneisen; quadratische Magnetitkrystalle und Körner.

I. Sehr kleine, aber recht deutliche, gelbliche Poren mit Bläschen; dieselben besitzen alle Eigenschaften wohlcharakterisirter Glaseinschlüsse.

L. Orthoklaseinschlüsse sind hier besonders typisch, der Form nach sehr verschieden: lappig-verzweigt, fetzenartig, leisten-tafelförmig, unregelmässig mit geraden Begrenzungstheilen; hie und da scharfe continuirliche Spaltrisse; zum Theil deutliche Perthitfaserung; infolge ihres geringen Lichtbrechungsvermögens sehen sie wie Vertiefungen oder Löcher in der Plagioklasmasse aus.

In basischen Präparaten: Gerade Contourtheile und die gelegentlich vorhandenen Spaltrisse stets parallel zu P/M des Wirtes resp. der Zwillingslamellirung; Auslöschung entweder gerade, d. h. parallel zur geraden Seite und Spaltrissen oder seltener 7°—8° dazu.

In Präparaten nach *M*: Gerade Seiten und die mitunter auftretenden scharfen Spaltrisse stets parallel zu den Tracen der basischen Spaltbarkeit des Wirtes; Auslöschung bald parallel der geraden Seite, resp. den Spaltrissen, bald geneigt dazu bis 8°. In einem Falle wurde sogar eine Schiefe von circa 22° gefunden, was darauf hinzuweisen scheint, dass sich die Orthoklasmasse auch mit

[1]) F. Vogelsang, l. c. Taf. IV, Fig. 4.

der Prismenkante parallel zur Zonenkante 010 : 001 des Plagioklases stellen könne (vergl. das folgende Gestein).

Die Einschlüsse enthalten nicht selten selbst kleine Pyroxensäulchen, Glimmertäfelchen, Erzkörnchen, sowie auch in einem Falle ein Erzkryställchen, woran sternförmig Pyroxenmikrolithe angeschlossen sind.

Aus dieser Orientirung geht zunächst offenbar hervor, dass der Orthoklas, mit *P* und *M* abwechselnd, bald in *P*, bald in *M* des Plagioklases liegen könne und auch dass die Kanten 001/010, 010/001, seltener auch 010/110 des Orthoklases stets mit der Zonenkante 010 : 001 des Plagioklases parallel bleiben. Diese Verhältnisse haben mir zur folgenden Speculation Anlass gegeben: der Plagioklas nahm und umschloss beim Wachsen Theile der Orthoklasmutterlauge, etwa so, wie unter gleichen Umständen Glas aus dem hyalinen Magma; der in sich selbst gewissermassen individualisirten Orthoklassubstanz wurde die äussere Form (wenn geradlinig) vom Plagioklas gleichsam aufgezwungen, wozu sich sodann das individuelle Molecularnetz des Orthoklases, infolge der Krystallisationsverwandtschaft und daher reciproker gleichsinniger Attraction beider Substanzen, nur im allgemeinen homolog stellte; dies sieht man besonders an ganz unregelmässigen, jeder geraden Linie entbehrenden Fetzen der Orthoklasmasse, die nichtsdestoweniger sich zum Plagioklas in homologer Stellung befindet (die Lage lässt sich durch die hier und da vorhandenen scharfen Risse bestimmen).

Mikroperthit (zum Theil Orthoklas). Der monokline, meist ausserordentlich feingefaserte Feldspath ist, wie in allen Gliedern der Gruppe, stets allotriomorph, indem er Lücken zwischen idiomorphen Gemengtheilen ausfüllt, und entspricht einer Art Grundmasse oder Mutterlaugenrest, worin gelegentlich die älteren Substanzen schwimmen. Es corrodirt den Plagioklas sehr intensiv, bald geradlinig (Aetzflächen), bald krummlinig-lappig, so dass mitunter die abenteuerlichsten Ausfranzungen entstehen. Er bildet meist grössere, einheitliche, von krummen Rissen (grob parallel zur Faserungsaxe, eine Art grobe Absonderung parallel dem Orthopinakoid, wie bei typischen Sanidinen, womit auch in der That die nicht faserigen absolut glashellen Partien eine frappante Aehnlichkeit zu zeigen pflegen) zerklüftete Complexe, die in der Regel von Quarz zersprengt und mannigfach zernagt erscheinen. Diese Corrosions-

figuren liessen sich noch am besten durch die Vorstellung inselreichen Küstenlandes veranschaulichen, worin Feldspath das Land, Quarz hingegen die Meeresarme repräsentirt. Höchst eigenthümlicher Weise löschen nicht selten mehrere durch Quarz völlig isolirte Partien unter sich und mit Quarz gleichzeitig aus. Die so scharf-geradlinigen Spaltrisse nach 001 (in einigen anderen Vorkommen ist auch die Spaltbarkeit nach 010 durch ebenso scharfe und continuirliche Tracen markirt) sind hier im allgemeinen seltener anzutreffen. Die Faserstructur ist in demselben Individuum oft recht ungleichmässig vertheilt: absolut hyalinklare Stellen wechseln mit matteren faserigen ab, welche allmählig in die klare Umgebung zu verfliessen scheinen. Ebenso schwanken die Dimensionen der interponirten verflochtenen Fäden in weiten Grenzen; einerseits kann die einzelne Faser bis 0·005 Millimeter dick werden, anderseits sind dieselben so ausserordentlich zart, dass man dieselben mit Systemen von $^1/_{20}$ (homogen) und sehr schiefer Beleuchtung überhaupt erst aufzulösen vermag.

Die perthitischen Einschlüsse stellen in basischen Schnitten länglich spindelförmige, (d. h. in der Mitte verdickte) Fasern vor, die annähernd parallel zur Kante P/M gestreckt sind, in Schnitten nach M parallel dem Prisma stehen. In günstigen Fällen konnte erkannt werden, dass einige der in der Mitte verdickten Fäden aus vielen hemitropen Querlamellen bestehe.

Ausser dieser gewöhnlichen Perthitstructur kommt seltener eine andere Verwachsungsart vor: in der sonst hyalin wasserklaren Orthoklasmasse liegen in gebogener, divergent-strahliger, dendritischer, eisblumenähnlicher Anordnung, oft bis 1 Millimeter lange und 0·007 Millimeter dicke, wurm-, wurst-, walzenförmige, gerade und gewundene Körper, die infolge ihres offenbar stärkeren Lichtbrechungsvermögens ein erhabenes Relief besitzen. In demselben Orthoklasindividuum stehen die Stengel reihenweise bald fast parallel, bald strahlen sie von mehreren virtuellen Centren garbenartig auseinander. Wie in den gröber struirten Mikroperthiten findet ihre Auslöschung mit dem Wirte fast zugleich statt, wobei höchstens ein sehr geringer Phasenunterschied wahrnehmbar ist. Auch bei stärkster Vergrösserung erwiesen sich die Gebilde als homogen. Da in Schnitten aus der Zone 100 : 001 des Orthoklases nur die offenbar denselben entsprechenden runden und ovalen Querschnitte vorherrschen, kann man annehmen, dass sie im allgemeinen nach der

Prismenkante gestreckt liegen. Ob nun, entsprechend echter Perthitverwachsung, diese Einlagerungen zum Plagioklas zu stellen seien, vermag ich nicht zu entscheiden. Am besten liesse sich die Structur mit gewissen Mikropegmatiten vergleichen; obschon übrigens gleich daneben ein echter Mikropegmatit auftritt, ist eine Verwechselung beider Substanzen unmöglich. Gewöhnlich pflegt der monokline Feldspath sehr arm an Einschlüssen zu sein, stellenweise führt er jedoch hellbräunlich-dichroitische, dünnste Lamellen, welche die Feldspathmasse, ganz unabhängig von den farblosen Einschlüssen, in allen Richtungen durchschneiden. Als grosse Seltenheit habe ich winzige leere und fluidale Poren wahrgenommen.

Quarz. Eine mit dem Orthoklas identische Rolle spielend, entspricht der Quarz dem zuletzt erstarrten sauersten Mutterlaugenrest; er zerfrisst mehr weniger alle basischeren Minerale: am intensivsten den orthotomen, etwas weniger den klinotomen Feldspath, am wenigsten den Diallag. Die Quarzmasse mehrerer Maschensysteme pflegt trotz vielfacher Verästelung einheitlich auszulöschen. Ein geringerer Theil des Quarzes geht mit dem Orthoklas eine pegmatitische Verwachsung ein, ist somit zum Theil gleichzeitig mit diesem. Die Mikropegmatitmasse dringt in den Plagioklas randlich ein oder bildet mehr weniger breite Zonen um denselben; nicht selten kann man beobachten, wie die gemischte Quarz + Feldspathsubstanz auf Plagioklas zuerst lösend eingewirkt hat und darauf erst an die entstandenen meist krummlinigen Corrosionsflächen angeschossen ist, d. h. es schmiegt sich der Mikropegmatit an alle Unebenheiten des Plagioklases an. Die in solcher Weise von Quarz durchdrungene Orthoklasmasse scheint in der Regel eine mit dem Plagioklas gleiche Orientirung zu besitzen, denn sie löscht häufig mit der Zwillingsstreifung des letzteren aus. Das Zustandekommen der Pegmatitstructur lässt sich gelegentlich direct verfolgen: der Quarz greift in die krystallonomisch mit Plagioklas verwachsene Orthoklaszone (0·02 Millimeter bis 0·05 Millimeter breit) mit gewunden wurmähnlichen Fortsätzen, gleichsam Pseudopodien bildend, hinein, welche, mit der Hauptmasse in Verbindung bleibend, gleichzeitig mit derselben auslöschen.

Dieser Quarz ist sehr reich an Interpositionen:

a) Meist unregelmässig verzweigte, seltener dihexaëdrische, leere und fluidale Poren in Schnüren, Wänden, Zügen; die stabilen, sehr grossen Bläschen verschwinden auch bei 120° C. noch nicht.

b) Eckige Calcitpartien, die wie Ausfüllungen secundär gebildeter Hohlräume im Quarze aussehen; Erzkörner und Krystalle: Glimmerfetzen und hexagonale Täfelchen.

c) Dünne, lange Apatitnadeln; grosse bis fast 0·6 Millimeter messende hexagonale und prismatische, zum Theil offenbar angenagte Apatitdurchschnitte, die darin frei zu schwimmen scheinen: im polarisirten Lichte kann man jedoch erkennen, dass in den meisten Fällen am Apatitdurchschnitt nicht resorbirte Fetzen von Plagioklas hängen. Somit repräsentiren die Apatite die letzten Ueberbleibsel gleichsam verdauter und anderswo zu Mikropegmatit verarbeiteter Plagioklase.

Pyroxene. Ein allem Anscheine nach rhombischer Pyroxen ist in meinen Schliffen (darunter solche von 5 Quadratcentimeter Flächeninhalt) nur einmal angetroffen worden. Der blassgrünlichgelbe, gegen Diallag hypidiomorphe (d. h. er bildet mit dem Diallag eine gerade Zusammensetzungsfläche) Durchschnitt verräth einen äusserst schwachen Pleochroismus: parallel *c* grünlichgelb und senkrecht dazu dieselbe Farbe mit einem Stich in's röthliche; die Auslöschung hat parallel und senkrecht zu den Spaltrissen statt; grauweisslichgelbe Interferenzfarben; in convergentem Lichte kein Axenbild; Differenz $\gamma - \alpha$ 0·011 (Apparat M. Lévy's); parallel den Spaltrissen sind etliche opake Nädelchen interponirt.

Diallag. Der Diallag zeigt zum Theil eine gewisse structurelle Analogie mit demjenigen des Perthitophyrs von Kamenoi Brod bei Kiew. In sehr dicken Schliffen ist ein geringer Pleochroismus wahrnehmbar: a und c grünlichgelb, b gelblichgrün. Der Schalenbau nach den Pinakoiden pflegt ausgezeichnet markirt zu sein; dazu kommen noch recht häufig Zwillingslamellen nach 100.

Auslöschung auf der Symmetrieebene (gegen eine nach 100 angeschlagene Kante; Präparat von Voigt und Hochgesang)

$$c : c_{na} : 41^{\circ}\,45'.$$

Differenz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0326$ (Babinet-Compensator).

Die interponirten Zwillingsindividuen erscheinen zum Theil nicht als flachtafelige Lamellen, sondern als prismatische Nadeln [1]), deren Querschnitte mehr weniger in die Länge gezogenen Rechtecken entsprechen. In geneigt zur Hauptaxe des Diallags geführten Schnitten löschen die Lamellen zuweilen gar nicht aus oder zeigen nur einen

[1]) Vergl. Bull. Soc. Min. T. IX, pag. 251.

dunklen medianen Streifen, weil sie nämlich entweder beiderseits von keilartig übergreifender oder darüber und darunter liegender Diallagmasse maskirt erscheinen. Die 0·03—0·04 Millimeter dicken Prismen besitzen oft ausser einer Längsfaserung eine transversale Klüftung, die auf der Symmetrieebene des Diallags zu der langen Kante derselben 75° beträgt, somit also einer Theilbarkeit parallel 001 entspricht.

Ein geringer Theil des Diallags scheint übrigens eine der von Tarassenko[1]) beschriebenen analoge Mikrostructur zu besitzen: auf Schnitten parallel *a* (100) sieht man fast gleich breite (0·025 Millimeter), etwas wellige Stengel, die parallel $0P$(001) eingelagert sind; Auslöschung: parallel und senkrecht zu den Lamellen in intermedianen Stellungen, jedoch erscheinen sie lebhaft grünblauroth und in allen drei Farben zugleich gestreift, während die Diallagsubstanz grünlichblau gefärbt erscheint. Auf Schnitten parallel *b* (010), d. h. nach der Symmetrieebene schliessen die Lamellen mit den Tracen der prismatischen (oder nach 100) Spaltbarkeit einen Winkel von 105° ein.

Interpositionen: Die bekannten nadeligen, tafeligen, opaken und braunpelluciden Einschlüsse sind weniger massenhaft vorhanden als sonst. Sie liegen vorzugsweise parallel 100, 010, 001 und in einer Richtung, die von den Tracen der Theilbarkeit nach 100 oder 110 um etwa 18° abweicht.

Der Diallag geht recht oft unter Ausscheidung opaker Partikel in schmutziggraue, bräunliche, gelbliche, trübe bis fast impellucide Substanzen, worin aber meist noch die ursprüngliche Structur durch helle Streifen angedeutet ist, über. Die Zersetzungsproducte pflegen bei voller Horizontaldrehung zwischen gekreuzten Nicols einfärbig hell zu bleiben; aggregatpolarisirende Stellen sind viel seltener. Zwischen denselben und dem Feldspath hat sich gelegentlich ein anderes rothbraunes, schwach dichroitisches Mineral eingeschoben.

Hornblende. Sie bildet allotriomorphe, nur gegen Quarz und Mikroperthit hypidiomorphe Individuen, überkrustet ferner häufig den Pyroxen und befindet sich oft in paralleler Verwachsung mit diesem. In homogenen Schnitten beiläufig senkrecht zur Prismenaxe bemerkt man hier und da ausser den sich nahezu unter 120° schneidenden Spaltrissen, bis zu 0·09 Millimeter breite, geradlinige

[1]) a. a. O.

Bänder, die von einem der parallelen Spaltrisse um 40° abweichen, mit der Hauptmasse jedoch zugleich auslöschen und sich von dieser nur durch eine etwas dunkler nuancirte, braune Färbung unterscheiden. Der Pleochroismus ist sehr stark: a braungelblich, b grünlichbraun, c grauschwarz; Absorption deutlich: $c > b > a$; Auslöschung bis 19° 5′; Differenz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0245$.

Der Amphibol liefert mehrere Zersetzungsproducte:

I. Scharf abgegrenzte, parallelfaserige, pleochroitische Partien: parallel der Faserung schwarz, senkrecht dazu rothbraun; Auslöschung parallel der Faserung; die Structur, sowie der Habitus der Substanz erinnert an Bastit.

II. Scharf abgegrenzte, parallelfaserige pleochroitische Partien: parallel der Faserung lichtgelb, senkrecht dazu lichtgrünlich; Interferenzfarben 2. und 3. Ordnung; rothblaugrün; Auslöschung unter 16° gegen die Faserung; optischer Charakter scheinbar negativ; Differenz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0263$ (Babinet-Compensator).

III. Fast impellucide, schmutziggraubraune, wolkige, in die Umgebung (auch in die frische Amphibolmasse) verfliessende Partien mit Aggregatpolarisation.

IV. Die Hornblende scheint zuweilen direct in Biotit überzugehen; wie um die im Feldspath eingeschlossene Hornblende erster Generation bilden sich dann blumenblattähnlich gelappte Efflorescenzen von Biotit.

Olivin. In einem einzigen meiner zahlreichen Schliffe gelang es mir, eine mit rhombischem Pyroxen verwachsene, gegen Augit hypidiomorphe, sonst aber durchaus allotriomorphe Olivinpartie zu entdecken; sie ist sehr frisch und gänzlich frei von Einschlüssen.

Biotit. In gewissen Handstücken verdrängt ein dunkler Magnesiaglimmer die drei vorhergehenden Gemengtheile fast vollständig, indem er ihre Rolle übernimmt. Ausser grösseren allotriomorphen, gegen Quarz und Mikroperthit allein zum Theil hypidiomorphen Individuen bildet er namentlich mit Diallag und Amphibol parallel verwachsene Partien und Mäntel, wobei nur ein Theil primär zu sein scheint. Pleochroismus sehr lebhaft: a gelblichbraun, b rothbraun, c dunkelbraun, fast schwarz; Absorption daher deutlich: $c > b > a$. Axenebene parallel dem Leitstrahl, somit ein Glimmer 2. Ordnung; Axenwinkel ziemlich bedeutend; Dispersion $\rho < v$; Differenz $\gamma - \alpha =$ $= 0{\cdot}0472$. Ausser Erzpartikeln führt er keinerlei Einschlüsse.

Zersetzungserscheinungen:

I. Von den Rändern schieben sich keilartig zwischen die Lamellen dunkelbraune bis fast opake Substanzen hinein, bis endlich der ganze Durchschnitt eine opake Umsäumung hat: Daraus geht also hervor, dass der opake Saum der Biotite auf zweierlei Weise entstehen könne: wie hier offenbar durch Zersetzung und durch Einwirkung des hyalinen Magmas in Basalten.

II. Aus der opaken Masse scheint die schmutziggraue, verworrenfaserige, zwischen gekreuzten Nicols hellbleibende Materie hervorgegangen zu sein, die

III. mit lebhaft polarisirenden, parallelfaserigen, farblosen Streifen alternirt und schliesslich in dieselben ganz übergeht. Die rosenrothsmaragdgrünen, seidenglänzenden Interferenzfarben, die negative Doppelbrechung, sowie endlich der hohe Unterschied $\gamma - \alpha$ 0·0355 lassen auf Muscovit schliessen.

IV. In der Nähe und in den Zersetzungsproducten hat sich mitunter etwas Calcit angesiedelt; er ist übrigens schon makroskopisch (mit Säuren) daselbst nachweisbar.

Apatit gehört zu den häufigsten und typischen accessorischen Beimischungen; schon beim Zerkleinern der Handstücke kann man nicht selten Säulenbruchstücke mit ganz scharfen Kanten von fast 2 Millimeter Länge und 0·5 Millimeter Dicke herausschälen. Im Dünnschliff unterscheiden sich 2 Typen:

I. Grosse bis 4 Millimeter lange Säulen, sowie hexagonale, öfters vom Quarze corrodirte Durchschnitte (Durchmesser bis 0·6 Millimeter); dieselben schwimmen meistens in der Zwischenmasse (Quarz und Orthoklas): die an ihnen hängenden Plagioklasfetzen beweisen übrigens, dass sie einstmals von Plagioklas umschlossen waren. Sie beherbergen eine Menge leerer und fluidaler Poren, deren hier und da spontan beweglichen Libellen beim Erhitzen bis auf 120° nicht absorbirt wurden. Solche grosse und dicke Apatite eignen sich vorzüglich zur Bestimmung des Brechungsquotienten nach der Sorby-Rosenbusch'schen Methode; ich fand:

$$\omega_{na} = 1{\cdot}6367, \quad \varepsilon_{na} = 1{\cdot}6343.$$

II. 0·009—0·02 Millimeter dicke und 0·2—0·3 Millimeter lange, an den Enden abgerundete, oft quergegliederte Nadeln vom Habitus der granitischen finden sich namentlich im Plagioklas.

Erze. In einem mit *HCl* geätzten Dünnschliff verschwindet nur etwa die Hälfte der im Plagioklas reichlich eingestreuten opaken Körner, Kryställchen, Klümpchen, während die leistenförmigen, subhexagonalen, tafeligen, klumpigen, oft gleichsam gehackten, grösseren, opaken Einschlüsse unangegriffen bleiben. Namentlich grössere Erzpartien sind zuweilen von einem, äusserst stark lichtbrechenden, gelbpelluciden Titanomorphitraum umgeben, wodurch sie sich als Titaneisen documentiren. In einem Schliff befindet sich in einer aus Diallag, Amphibol, Biotit bestehenden Lückenausfüllung (zwischen Plagioklasen) eine gehackte idiomorphe Erzmasse, worin ein scharf hexagonaler Apatit- und ein Plagioklasdurchschnitt schwimmen; an einer anderen Stelle liegt ein Apatit und ein Plagioklaskrystall halb im Diallag halb im Erze; die ganze Erzmasse selbst steckt in einer dünnen Glimmerhülle.

Eisenkies findet sich nur in grösseren Massen, scheint an zersetzte Diallag-Amphibol-Biotitpartien gebunden zu sein und ist dort schon im Handstücke nachweisbar.

Calcit. Eckige, wolkigtrübe Calcitpartien mit typischen Spaltrissen und eingeschalteten Zwillingslamellen, mattweisslichen Interferenzfarben stellen sich namentlich in der Nähe von Diallag-Biotit-Zersetzungsproducten ein und sind wohl stets als secundäre Bildungen zu betrachten.

Anatas. Ein überaus stark lichtbrechendes, blassgelbliches Mineral findet sich ziemlich selten im Plagioklas, Orthoklas und Quarz eingeschlossen. Es stellt abgerundet trigonale (von 0·2 Millimeter), leistenförmige Durchschnitte (0·2 Millimeter lang, 0·09 Millimeter breit), sowie rechteckige, zu mehreren mit Erz verkittete Tafeln dar. Die leistenförmigen löschen gerade aus, während sich die Tafeln bis auf eine moiréeartige schwache Aufhellung, isotrop verhalten. Die Form, der ausserordentlich hohe Brechungsexponent:

$$\left.\begin{matrix}\omega_{na}\ 2{\cdot}5401 \\ \varepsilon_{na}\ 2{\cdot}4898\end{matrix}\right\} = \omega - \varepsilon = 0{\cdot}0502 \Big\}$$ gemessen an einer isolirten Tafel von fast 0·5 Quadratmillimeter und 0·06 Millimeter Dicke

ferner der negative Charakter, Interferenzfarben von weiss höherer Ordnung, sowie endlich die Art der Verwachsung mit Erz sprechen offenbar für Anatas; ähnliche, aber nie so aussergewöhnlich grosse Kryställchen kommen ja bekanntermassen in vielen Gesteinen vor; auch die Krystallform (vorherrschende Basis und die auf ein Minimum reducirten Pyramiden) ist typisch für beide. Während aber

jene Anatase mit wenigen Ausnahmen[1]) als secundäre Bildungen gelten können, dürfen sie im vorliegenden Falle nur als primäre Gemengtheile angesehen werden. Denn die Grösse und Vollkommenheit der Krystalle, ihr selbständiges Vorkommen im Feldspath und Quarz, und zwar an glasig frischen Punkten entsprechen durchaus nicht der allgemeinen Erscheinungsform der aus Titaneisen secundär hervorgegangenen Anatase; für den Zirkon habe ich seiner Zeit ähnliche Umhüllungen und Verwachsungen mit Erzmassen nachgewiesen, die nicht selten so weit gehen, dass die Zirkone nach Auflösung des Erzes überhaupt erst zum Vorschein kommen.[2])

x Mineral. Zu den nur in einem Falle im Dünnschliff beobachteten Dingen ist ein Mineral zu rechnen, das mir trotz vieler Mühe zu identificiren bisher noch nicht gelang. Dasselbe stellt sich als ein 1·5 Millimeter langer, 0·5 Millimeter breiter prismatischer, blassgelblicher Durchschnitt mit spiessig zackigen Enden im Plagioklase schwebend dar. Neben einer sehr feinen Riefung parallel der Längsaxe ist eine gleichorientirte grobe Absonderung vorhanden; Brechungsindex bedeutend: 1·879, das Relief daher stark erhaben und an den Rändern breite dunkle Säume, Auslöschung parallel der geraden Seite, d. h. parallel der Längsaxe; Interferenzfarben II. und III. Ordnung: streifig roth, blau, grün, violett; die Axe kleinster Elasticität liegt im Durchschnitte parallel der Längsrichtung, d. h. der Prismenaxe; der optische Charakter positiv. Der allgemeine Habitus der Substanz erinnert wohl an Zirkon; die Grösse und Form des Durchschnittes sprechen jedoch gegen diese Annahme. Wenn man übrigens grosse Zirkondurchschnitte aus schwedischen Zirkonsyeniten zum Vergleiche herbeizieht, so erkennt man sofort, dass dieselben nicht die geringste Aehnlichkeit mit der fraglichen Substanz verrathen. Eine geradezu auffallende Uebereinstimmung in der äusseren Erscheinungsweise zeigt die von Dr. Gürich[3]) aus dem Foyait der Los-Insel (Westafrika) als Zirkon gedeutete und abgebildete, mit Hornblende verwachsene Substanz. Herr Dr. Gürich hatte die Freundlichkeit, mir die abgebildete Stelle im Dünnschliff zu zeigen und ich kann das damals Gesagte nur wiederholen, dass ich nämlich jenes Mineral in keinem Falle für Zirkon halten kann.

[1]) Z. B. das Beuchaer Gestein.

[2]) Vergl. Bull. Soc. Min. T. VIII, Taf. III, Fig. 15.

[3]) Gürich, Beitr. z. Geologie Westafrikas. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XXXIX, pag. 103, Taf. IX, Fig. 2.

Perthitophyr von Kamenoi Brod bei Kiew.

Obgleich dieses Vorkommen erst kürzlich von Herrn Tarassenko (l. c.) beschrieben worden ist, schien mir eine Besprechung einiger daselbst nicht berührter Verhältnisse an dieser Stelle geboten zu sein. In gewöhnlichen, d. h. geschlagenen Handstücken erkennt man fast nur einen grossblättrigen, zum Theile feingerieften labradorisirenden Plagioklas mit kleinen eingesprengten Partien eines tombackbraunen, halbmetallisch glänzenden Pyroxenminerals, eines etwas dunkelbraunen Magnesiaglimmers und Eisenkies nebst einer milchig grauen Zwischenmasse. In einem angeschliffenen Handstück lassen sich dagegen mit Leichtigkeit folgende Substanzen auseinanderhalten:

I. Mitunter bis zu 6×5 Quadratcentimeter messende Krystalloide (meist deutlich tafelig nach 010, ziemlich dick in der Richtung der Orthodiagonale und sehr oft unregelmässig in der Zone 100 : 001) nebst Bruchstücken eines dunkelgrauen, irisirenden und avanturisirenden, typischen Labradors, woran gelegentlich Andeutungen von 001, 010, 110, $1\bar{1}0$, $\bar{2}01$ wahrzunehmen sind.

Die Figuren und Eigenschaften des Schillers hat bereits Herr Schrauf[1]) so meisterhaft eingehend studirt, dass ich wohl nichts Neues hinzuzufügen vermag. Schnitte aus der Zone 100 : 001 sind mit einer feinen Riefung ausgestattet; dagegen habe ich auf $M(010)$ keine Streifung gesehen, obgleich in Schliffen nach 010 gelegentlich feine nach dem Periklingesetze eingeschaltete Lamellen vorkommen.

II. Tombackbraune, halbmetallisch glänzende, feingeriefte, zwischen Plagioklasen eingeklemmte Partien von Diallag, Biotit. Beim Betupfen mit *HCl* findet hier zuweilen Gasentwickelung statt.

III. Namentlich in der Nähe von etwas zersetztem Diallag und Biotit und auch als Einschluss darin ein messingglänzendes Erz, welches mit *HCl* betupft nach Schwefelwasserstoff riecht.

IV. Apatit lässt sich in millimetergrossen, scharfkantigen Säulenbruchstücken beim Zerkleinern des Gesteins herausnehmen.

V. Zwischenmasse; durch die milchig weissliche Farbe und feineres Korn hebt sich die Matrix scharf von den Labradoriten ab, umschliesst und umspült dieselben allseitig, so dass sie sich nie unmittelbar berühren; man dürfte sie also als eine Art Grundmasse betrachten, zumal da sie auf Sprüngen und Fugen in den Plagioklas einzudringen und dieselben mannigfach zu corrodiren pflegt. Mit Säuren

[1]) a. a. O.

betupft ist an gewissen Punkten daselbst eine Gasentwickelung wahrnehmbar.

Um die Structurverhältnisse noch besser in durchfallendem Lichte makroskopisch studiren zu können, liess ich bei Fuess einen Dünnschliff von 12 × 8 Quadratcentimeter anfertigen; derselbe mag für ein wahres Meisterwerk der Dünnschleifereikunst gelten. Bei erster Betrachtung fällt sofort die relative Seltenheit aller gefärbten Gemengtheile in's Auge. Im ganzen sind es nur 5 zwischen den Labradoren liegende Partien von Diallag und Erz. Bringt man den Schliff in eine geeignet schiefe Lage, so gelangt die wolkig trübere Zwischenmasse zum Ausdruck; wir sehen alsdann deutlich, wie dieselbe ein Maschenwerk darstellt, dessen Maschen die relativ klareren Plagioklase bilden und wie diese letzteren corrodirt werden. Der Eindruck, den das Ganze auf uns macht, ist der gewisser Porphyre, worin die Einsprenglinge die Grundsubstanz an Masse bei weitem überwiegen. Mit Hilfe des Mikroskopes lassen sich folgende Minerale identificiren:

Mikroskopische Zusammensetzung.

Primäre Minerale	Wesentliche	Plagioklas
		Orthoklas (z. Th. Mikroperthit)
		Quarz
		Diallag.
	Accessorische	Hornblende
		Biotit
		Apatit
		Magnetit
		Titaneisen
		Rutil.
Secundäre Substanzen		Eisenkies
		Titanomorphit
		Calcit
		Muscovit
		Biotit
		Chloritische Substanz
		Zersetzungsprod. des Diallags
		„ „ d. Hornblende
		„ „ des Biotits.

Die Paragenesis ist hier fast identisch mit der vorhergehenden; denn wir finden:

I. *a)* Schwimmend im Plagioklas Krystalle und Krystalloide von Apatit, Erz, Rutil, α-Biotit, α-Pyroxen, α-Amphibol.

b) Apatit durchspickt Erz, α-Biotit, α-Pyroxen, α-Amphibol.

c) α-Biotit umschliesst idiomorphes Erz und ist hypidiomorph gegen α-Pyroxen, α-Amphibol, seltener sind auch Erz und Biotit unregelmässig verwachsen.

d) α-Pyroxen und α-Amphibol sind abwechselnd gegenseitig hypidiomorph.

II. *a)* Plagioklas ist idiomorph gegen β-Pyroxen, β-Amphibol, β-Biotit, Mikroperthit (Orthoklas), Quarz.

b) β-Biotit, β-Pyroxen schneiden aber auch hier und da in Plagioklas randlich ein.

c) β-Pyroxen, β-Amphibol umschliessen manchmal scharfe Apatit- und Plagioklasdurchschnitte.

d) β-Amphibol ist allotriomorph gegen Diallag (β-Pyroxen) und hypidiomorph gegen Mikroperthit und Quarz.

e) Mikroperthit ist allotriomorph gegen Plagioklas, β-Biotit, β-Pyroxen, β-Amphibol, Apatit, Erz; alle diese Gemengtheile schwimmen darin.

f) Mikroperthit (z. Th. Orthoklas) scheint hier und da gegen Quarz hypidiomorphe Formen anzunehmen.

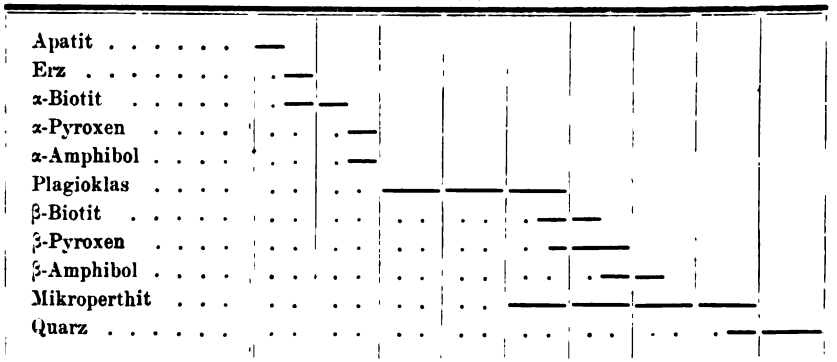
g) Quarz und Mikropegmatit (z. Th. Orthoklas) gehen zuweilen eine pegmatitische Verwachsung ein.

h) Mikroperthit und Quarz corrodiren mehr weniger sämmtliche Gemengtheile, am intensivsten den Plagioklas.

i) Quarz corrodirt den Mikroperthit am intensivsten, weniger Plagioklas und die anderen Gemengtheile:

Die folgende Tabelle illustrirt das eben Gesagte:

Tabelle VI.



Plagioklas. In Bezug auf die optischen und Mikrostructurverhältnisse, sowie Interpositionen verweise ich auf die betreffenden Abhandlungen von Schrauf, Schuster[1]) und Vogelsang.

Orientirt geschliffene Spaltblättchen (Voigt und Hochgesang) gaben mir für die Auslöschungsschiefen:

auf P: — 6° 59′ (Zwillingsnicol)

„ M: —20° 4′ (Thalliumlicht).

Wie in allen anderen Gliedern der Gruppe, wurden auch hier farblose Orthoklaseinschlüsse beobachtet, die alle Uebergänge von sanidinklarem in mikroperthitisch gefaserten Feldspath erkennen lassen.

I. In orientirten Schliffen nach P (001) (die Schliffe müssen überhaupt sehr dünn sein, damit diese meist flachen Einschlüsse die ganze Dicke des Präparates ausmachen und durch Plagioklasmasse nicht maskirt werden) sind folgende Formen unterscheidbar:

A. Unregelmässig lappige oder fetzenartige wasserhelle Partien; infolge ihrer geringeren Doppelbrechung erscheinen dieselben wie Vertiefungen oder Löcher in der Plagioklasmasse; eine Differenz $= \gamma - \alpha = 0{\cdot}0078$ konnte in einem besonders grossen Einschluss ermittelt werden; die Stelle mit dem Einschluss wurde markirt und alsdann das ganze Präparat, wie sonst, mit Stanniol belegt, in welchem an der betreffenden Stelle eine geeignet grosse Oeffnung angebracht war; da aber indessen der Einschluss verhältnismässig doch klein war, kann diese Zahl nur einen approximativen Wert beanspruchen; hier und da scharfe continuirliche Risse parallel der Trace M des Wirtes; Auslöschung parallel der Zwillingsstreifung des Wirtes (parallel den Spaltrissen, wenn solche vorhanden) oder auch bis 6—8° schief dazu, in deutlich gefaserten sogar bis 12°.

b) Solche mit einer oder zwei zu der Trace von M des Wirtes (Zwillingsstreifung) parallelen Seiten, sonst aber mit unregelmässigen Contouren; hier und da zu den Seiten parallele Risse; Auslöschung parallel den geraden Seiten oder bis 6—8° dazu.

c) Zum Theile oder ganz ausgebildete, negative Krystalle; einmal wurde ein solcher scharf nach P, M, l, t, n (tafelig nach 001, flach in der Richtung der Hauptaxe, die Klinodiagonale länger als die Orthodiagonale) beobachtet,

[1]) Schuster, Ueber d. optische Orient. d. Plagioklase. D. Mitth. B. III, pag. 184. Vogelsang, Schrauf a. a. O.

dessen P (001) parallel 001 des Wirtes
M (010) „ 010 „ „
l_1 (110) „ $1\bar{1}0$ „ „
l_2 (110) „ 110 „ „
n (021) „ $0\bar{2}1$ „ „ sind.

Auslöschung parallel P/M.

II. In orientirten Schliffen nach M:

a) Unregelmässige, fetzenartige, farblose Einschlüsse, deren Contouren jeder geraden Linie entbehren; die grösseren hier und da deutlich gefasert und mit scharfen, continuirlichen Spaltrissen parallel den Tracen von P des Wirtes versehen; Auslöschung bald parallel zu den Spaltrissen, bald bis 8° schief zu den Tracen von P des Wirtes, in deutlich faserigen bis 13°.

b) Ebensolche, aber begrenzt von einer oder zwei geraden Seiten, welche stets parallel sind zu den Tracen von P des Wirtes; Auslöschung parallel den geraden Seiten oder unter 6—8° dazu.

c) Krystall tafelig nach P mit 010, 110, dessen 001 in 010 des Wirtes und dessen Kante P/M der Trace von P des Wirtes liegt; Auslöschung parallel der Kante P/M.

Einige der grösseren Einschlüsse erweisen sich schon bei 120facher, von den kleineren bei 1500facher Vergrösserung und schiefer Beleuchtung als deutlich mikroperthitisch gefasert; nicht selten beherbergen dieselben ihrerseits winzige Säulchen von Pyroxen, Glimmertäfelchen, Apatitnadeln und besonders häufig Erzkörner. Aus dem allgemeinen Verhalten geht also wiederum hervor, dass die Einschlüsse nur symmetrisch zum Wirte gestellt sind: sie liegen mit 001 und 010, bald in 001, bald in 010 des Wirtes, doch bleibt ihre Kante 001/010 der Zonenkante 001 : 011 des Plagioklases stets parallel. Indessen muss auch berücksichtigt werden, dass ein Fall beobachtet worden ist, wobei ein Orthoklaseinschluss offenbar mit seiner Prismenkante 110/010 parallel zu der Kante 010/001 des Wirtes gestellt war.

In der mehrmals bereits citirten, wertvollen Abhandlung spricht Herr Prof. Schrauf[1]) von im Plagioklas eingeschlossenen Sanidinkrystallen (ein Ausdruck, der vollkommen auch auf diese Einschlüsse passen würde), welche sich zum Plagioklase ganz anders

[1]) a. a. O. Taf. III, Fig. 16.

verhalten; einen in der von diesem Forscher angegebenen Weise orientirten Einschluss glaube ich in meinen Schliffen zweimal gesehen zu haben.

Aus Mikroperthit, resp. Orthoklas besteht der vorwiegende Theil der Zwischenmasse; sonst durchaus allotriomorph, nimmt er in seltenen Fällen gegen Quarz geradlinige Contouren an, zerfrisst mehr weniger alle Gemengtheile, und wird seinerseits von Quarz corrodirt und zersprengt. Grosse Complexe, die aus zahlreichen, im Quarze oft geradezu schwimmenden Partien bestehen, gehören meist einem optisch homogenen Individuum an.

Beide Spaltbarkeiten und zumal die für Sanidine typische, grobe, krummschalige Absonderung annähernd parallel dem Orthopinakoid pflegen mehr weniger gut ausgeprägt zu sein: den Tracen der basischen Theilbarkeit entsprechen zumeist haarscharfe, continuirliche Risse, derjenigen nach *M* etwas faserig aussehende Sprünge. Perthitisch struirte und wasserhell glasige Partien wechseln in demselben Individuum mitunter mehrmals ab; die perthitische Verwachsung ist bald fast makroskopisch im Dünnschliff mit blossem Auge bemerkbar, bald submikroskopisch von so unendlicher Feinheit, dass man sie bei 1500facher Vergrösserung und schiefster Beleuchtung ebensoschwer, wenn nicht fast schwieriger als die Querstriche der Nitschia sigmoides aufzulösen vermag. Die submakroskopische geht in gewissen Fällen direct in eine submikroskopische Structur über und diese verfliesst unmerklich in glasig klare Feldspathmasse. Hier lassen sich also die von Prof. Rosenbusch[1]) vermutheten Uebergänge von mikroskopischer Lamellenverwachsung in geradezu isomorphe, d. h. optisch nicht mehr gegliederte Mischungen fast direct verfolgen.

In Schnitten beiläufig nach 001 liegen die zum Theil spindelförmigen, untereinander verflochtenen Fäden gestreckt nach der Kante *P*/*M*; in solchen nach 010 ungefähr der Prismenaxe parallel, so dass sie mit den basischen Spaltrissen einen Winkel von circa 116° einschliessen. Bei sehr starker Vergrösserung kann man gelegentlich erkennen, dass einige der grösseren, der in der Mitte verdickten Fäden aus einer Anzahl zu ihrer Längsaxe normalen, hemitropen Plagioklaslamellen bestehen.

[1]) Mikr. Phys. Bd. I, 2. Aufl., pag. 516.

Dieser gewöhnlich einschlussfreie Orthoklas führt nur stellenweise dieselben opaken Nädelchen und braun dichroitischen Leistchen und Täfelchen wie der Labradorit; die Interpositionen pflegen jedoch ganz unabhängig von der Faserstructur die Orthoklassubstanz regellos zu durchspicken.

Quarz. Ein gewisser Theil des Quarzes (relativ mehr als im Gestein von Kamenoi Brod I, denn die Mikropegmatitzonen und Partien pflegen etwa doppelt so breit zu sein und viel häufiger vorzukommen als dort) ist gleichzeitig mit dem Orthoklas und mit demselben nach Art des Mikropegmatits verwachsen; dieser letztere bildet um den Plagioklas krystallonomisch mit demselben verwachsene Säume, dringt auch gelegentlich auf Sprüngen tiefer in den Labradorit hinein. Wir sehen also wieder, dass der Plagioklas von der Quarz + Feldspathsubstanz zuerst corrodirt worden ist, worauf alsdann die Pegmatitzone anschoss. In Bezug auf die Orientirung der Zonen und Plagioklase, sowie ihre Beziehungen zum Quarz gilt auch hier wörtlich das pag. 509 Gesagte.

Der Quarz corrodirt sämmtliche Gemengtheile mehr oder weniger: am intensivsten den Orthoklas, etwas weniger den Plagioklas und sogar Apatit. (Fig. 5, Taf. X.)

Der Orthoklas erscheint sehr häufig zernagt, zersprengt, aderförmig von demselben durchdrungen; die Quarzmasse pflegt indessen, trotz mannigfacher Verästelung und Abtrennung, auf weite Strecken hin einheitlich auszulöschen.

Er beherbergt zahlreiche, regellos in Wänden, Reihen angeordnete, zum Theil recht grosse, leere, fluidale Poren, die zumeist eine verästelte (wie in Graniten), seltener eine dihexaëdrische Form, sowie oft grosse, stabile, bei 120° C. nicht verschwindende Libellen besitzen. (Fig. 6, Taf. X.)

Pyroxen, Hornblende und Biotit sind von Tarassenko[1]) eingehend beschrieben worden, so dass mir darüber nur wenig zu sagen übrig bleibt.

Pyroxen: Auslöschungsschiefe auf der Symmetrieebene (orientirtes Präparat von Voigt und Hochgesang):

$$c : c_{na} = 41° 52'$$ (Calderon'sche Platte).

Unterschied $\gamma - \alpha = 0{\cdot}032$ (Michel Lévy's Apparat).

[1]) a. a. O.

Zersetzungsproducte:

a) Verworrenfaserige, schmutziggrauwolkige, aggregatpolarisirende Masse.

b) Parallelfaserige, lebhaft gelbbraune Substanz mit einer zur Faserung parallelen Auslöschung; in beiden Producten ist öfters die ursprüngliche Diallagstructur erhalten.

Hornblende: Selbständige gegen Quarz + Mikroperthit idiomorphe, sonst allotriomorphe, mit Diallag parallel verwachsene Partien und Mäntel: in Schnitten nach 100 des Diallag löscht sie gerade, in solchen nach 010 des Diallags auch schief aus; Auslöschung bis 15° 19′ (Bertrand's Ocular).

Pleochroismus:

c dunkelgrün, b röthlichbraun, a lichtgelb.

Absorption deutlich: $c > b > a$.

Optischer Charakter negativ; Differenz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0245$ (Babinet's Compensator).

Zersetzungsproducte: Verworren oder divergentfaserige, schmutziggraue und grünliche, aggregatpolarisirende Substanzen; zuweilen scheinen sie direct in Biotit überzugehen; Carbonate gesellen sich gerne hinzu.

Biotit. Kommt in zwei Formen vor: als selbständige, zuweilen gegen Plagioklas und häufiger gegen Quarz + Orthoklas hypidiomorphe, sonst aber allotriomorphe Individuen und als Mäntel um Diallag und Hornblende; mit Pyroxen befindet sich derselbe meist in paralleler Verwachsung, so dass dessen basische Spaltrisse parallel den Tracen von *a* (100) auf Schnitten beiläufig nach *b* (010) des Diallags orientirt erscheinen.

Pleochroismus äusserst kräftig:

c dunkelbraun fast schwarz, b dieselbe Farbe etwas heller, a bräunlichgelb.

Absorption deutlich: $c > b > a$;

Axenebene parallel dem Leitstrahl, demnach ein Glimmer 2. Art.

Dispersion $\rho < \upsilon$.

Differenz $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0541$ (Babinet's Compensator).

Zersetzungsproducte: An manchen Stellen wird derselbe grünlich, schwächer dichroitisch und geht sodann in chloritische Substanzen über, welche gerne auf Spalten in den Feldspath hinauswandern.

Uebrigens dürften sicher als primär nur die grösseren Biotitpartien gelten.

Die drei farbigen Gemengtheile zusammen machen nur einen geringen Theil der Zwischenmasse, worin die Plagioklase schwimmen, aus.

α-Pyroxen, α-Amphibol, α-Biotit erster Generation kommen ausschliesslich im Labradorit schwebend vor und bilden zusammen mit Erz verwachsen, glomerophyrische Gruppen- oder in Körnerform jene pseudomorphosenartigen, schon oft erwähnten Gebilde.[1])

α-Pyroxen: Lichtgrünlichblau; idiomorphe Partien oder Körner, Partikel; structurlos mit vereinzelten prismatischen Rissen und seltener diallagartig gestreift; zum Theil uralitisirt; Auslöschung bis 46° 8′; umschliesst Biotitleisten, Apatitnadeln, Erzkryställchen und Körner.

α-Hornblende: Grünlich; uralitisch gefasert; idiomorphe Säulchen und unregelmässige Partien; Pleochroismus:

a saftgrün, b grünlichbraun, c dunkelgrünbräunlich.

Absorption: $c > b > a$; Auslöschung 13° 5′; mit α-Pyroxen unregelmässig verwachsen; umschliesst Biotitleistchen, Erzkryställchen und Körner, Apatitnadeln.

α-Biotit: Bräunlichgelb; Leisten, Blätter, hexagonale Tafeln; Pleochroismus intensiv:

b dunkelbraun, c rothbraun, a bräunlichgelb.

Absorption deutlich: $b > c > a$.

Durcheinander liegende gerundete Körner von Biotit, Pyroxen, Erz stellen jene Gebilde von länglich rechteckiger und fast quadratischer Gestalt dar, die mit den bekannten aus Körnern verschiedener Substanzen bestehenden Pyroxenpseudomorphosen in manchen Basalten eine grosse Aehnlichkeit besitzen.

Apatit zeigt einige bemerkenswerte Eigenthümlichkeiten und tritt in zwei Formen auf:

I. Makroskopische langprismatische (bis 4 Millimeter lang und 0·5 Millimeter breit) finden sich seltener im Plagioklas als in der Zwischenmasse; die Contouren der im Quarz und Mikroperthit schwebenden idiomorphen Durchschnitte zeigen meist geradlinig begrenzte Ausfransungen, welche vielleicht zum Theil auf Aetzung, zum Theil auf Wachsthumsformen zurückzuführen sind. Die im

[1]) Vogelsang, l. c.

Pyroxen schwimmenden und hineinragenden dagegen entbehren gänzlich gerader Begrenzungselemente und sehen daher wie geflossen aus; die Pyroxensubstanz dringt buchtenzungenartig in die Apatitmasse hinein; beide Substanzen pflegen sich jedoch unmittelbar fast nirgends zu berühren, vielmehr steckt dazwischen eine dünne Schichte blassgrüner Hornblende.

II. Nadeln mit scharf hexagonalem Querschnitt (nach Art der granitischen) führt namentlich der Plagioklas.

Interpositionen: Unzählige, unregelmässige leere und fluidale Poren mit grossen stabilen Libellen; andere runde Poren sind mit einem bräunlichen Gries angefüllt, möglicherweise hyalin.

Erze. Zum Titaneisen (unlöslich in *HCl*) gehören: einige der Körner, der Stäbchen und grösseren Leisten im Plagioklas, sowie einige grössere gehackte Partien in der Zwischenmasse, Titanomorphitmäntel nicht selten.

Zum Magnetit gehören die meisten opaken Körner, einige quadratische Durchschnitte im Plagioklas (löslich in *HCl*) und klumpige Massen in der Zwischenmasse.

Eisenkies, nur in makroskopischen Körnern, scheint an etwas zersetzte Diallagpartien gebunden zu sein und ist durch seinen Messingglanz wohl charakterisirt.

Calcit siedelt sich in Form von eckigen trüben Partien namentlich in der Nähe und in den Zersetzungsproducten des Biotits, Pyroxens und der Hornblende an und ist daselbst schon makroskopisch nachweisbar.

Rutil: Ein einziges, im Plagioklase eingeschlossenes, dunkelbraunes Nädelchen. Einen rhombischen Pyroxen, Olivin, Zirkon habe ich in meinen zahlreichen Präparaten trotz vieler Mühe nicht ausfindig machen können. Gewisse gelbe verworrenfaserige Partien, die eine Art Maschenstructur besitzen, mögen vielleicht hierher zu stellen sein.

Wenn man sich unter den bekannten typischen Gabbro-, Norit-, Hyperitarten umschaut, findet man kein Vorkommen, welches mit volhynischen Perthitophyren eigentlich recht zu parallelisiren wäre. Schon der zum Theil grosse, entschieden primäre Quarzgehalt, das Auftreten eines Residuums im Sinne eines Mutterlaugenrestes und endlich die relative Seltenheit der eisenhaltigen Silicate verleihen

demselben einen solch absonderlich eigenartigen Charakter, dass man sie wohl nicht ohne Bedenken in die Gabbrofamilie einreihen dürfte.

Die Haupteigenthümlichkeiten der unter der Bezeichnung „Labradorite" cursirenden Gesteine sind also:

I. Auftreten des Mikroperthits als ein echtes Residuum; obgleich der Gehalt an Mikroperthit in verschiedenen Vorkommen grossen Schwankungen unterworfen zu sein scheint, indem er hier fast das ganze, dort nur einen kleinen Theil des Residuums repräsentirt, fehlt er nie gänzlich und fungirt allenthalben als ein zuletzt erstarrter Krystallisationsrückstand.

II. Auftreten des primären Quarzes, als ein nach (zum Theil mit) dem Mikroperthit erstarrter, sauerster Mutterlaugenrest; die relative Menge des Quarzes ist ebenfalls sehr verschieden: hier besteht die Zwischenmasse fast zur Hälfte aus Quarz, dort ist derselbe nur in kleinsten Winkeln (récoins) und Fugen anzutreffen.

III. Eigenthümliche Orthoklaseinschlüsse im Plagioklas, deren Bildung analog derjenigen von Glaseinschlüssen zu sein scheint.

IV. Echte Glaseinschlüsse im Apatit und Plagioklas.

V. Der Plagioklas ist überall ein typischer Labradorit.

VI. Ausserordentliche Mannigfaltigkeit in Bezug auf Form und Grösse der Gemengtheile: bald sind zollgrosse Plagioklase in einer ganz untergeordneten feinkörnigeren Matrix eingebettet, bald sind die Gemengtheile höchstens 1 Millimeter gross und das Gestein gewinnt einen diabasartigen Habitus.

VII. Schwanken der relativen Menge der Gemengtheile; besonders auffallend erscheinen die fast ausschliesslich aus Plagioklas bestehenden Varietäten; als Regel mag übrigens gelten, dass die Menge der eisenhaltigen Substanzen (Olivin, Pyroxen etc.) im umgekehrten Verhältnis zur Korngrösse wächst: in grobkörnigsten Varietäten treten Olivin, Pyroxen etc. völlig in den Hintergrund, in feinkörnigeren dagegen können dieselben mit dem Feldspath fast im Gleichgewicht stehen.

VIII. Eine zum Theil sehr eigenartige Paragenesis: der Plagioklas pflegt älter als Olivin, Pyroxen etc. zu sein und es kommt gelegentlich nach dem Plagioklas eine zweite Erz- und Apatitgeneration dazu.

Infolge aller dieser Eigenthümlichkeiten gewinnen die volhynischen Perthitophyre einen ganz selbständigen Habitus und Charakter

und bewahren denselben doch trotz aller Mannigfaltigkeit der Mikrostructurverhältnisse und trotz öfteren Zurücktretens dieses oder jenes Gemengtheils. Einige entfernte Analogien fanden sich noch bei gewissen, von R. Irving[1]) so meisterhaft beschriebenen orthoklasreichen Gabbroarten vom Lake Superior.

In Anbetracht dessen, dass der Mikroperthit nie gänzlich zu fehlen pflegt und dass man in den meisten grobkörnigen Varietäten Einsprenglinge und eine zusammengesetzte feiner struirte Matrix, welche stets jünger ist als jene, auseinanderzuhalten vermag, habe ich mir erlaubt die bisher als „Labradorite" bezeichneten volhynischen Gesteine unter dem Namen „Perthitophyre" zusammenzufassen.

Breslau, Januar 1888.

[1]) R. Irving, Copper-bearing rocks of Lake Superior. Mem. of the U. S. Geol. Sur., pag. 50.

Bemerkung zur beifolgenden Tafel X.

Bei einigen Figuren kommen Bezeichnungen vor, welche durch grosse Buchstaben gegeben und in folgender Weise zu deuten sind:

Fig. 1. D = Auslöschung des Diallags; S = dessen Spaltrisse nach 110; H = Auslöschung des rhombischen Pyroxens.

Fig. 2. A und B = Auslöschungen im Mikroperthit; Q = Faserbruch desselben; E = Spaltrisse nach 001.

Fig. 6. L = Auslöschung des Labradorits, um 7° davon abweichend die Trace der Fläche 001 desselben Minerals; O = Auslöschung des Orthoklas, um 5° davon abweichend die Tracen der Flächen 010 und 001 in demselben; M = Auslöschung im Mikroperthit, welcher mit Plagioklas verwachsen ist.

XXIV. Zur Bildungsweise und Classification der klastischen Gesteine.

Von **F. Löwinson-Lessing.**

Die Olonezer Diabasformation, deren Erforschung ich mehrere Jahre gewidmet, zeichnet sich unter anderem durch Reichthum an mannigfaltigen, oft seltsamen und höchst interessanten, klastischen Gebilden aus. Das Studium der zu dem effusiven Abschnitt dieser Formation gehörigen Tuffe, Breccien u. dergl. brachte mich auf einige allgemeine Folgerungen, die ich hier in Kürze wiedergeben möchte. Der Versuch einer genetisch-structurellen Classification der klastischen Gesteine, sowie der innigste Wunsch, die Aufmerksamkeit der Petrographen auf die höchst interessante, aber beinahe noch völlig unbekannte Gruppe derjenigen, ich möchte sagen, krystallinisch-klastischen [1]) Gebilde, welche die Mitte zwischen echt krystallinischen und echt klastischen Gesteinen einnehmen, zu lenken, bilden den Hauptzweck vorliegenden kurzen Aufsatzes. Die dieser Arbeit zu Grunde liegenden Olonezer klastischen Gesteine sind mit den dortigen höchst mannigfaltigen Augitporphyriten [2]) (und Melaphyren) auf's Engste verbunden und meistens vulkanischen Ursprungs, weshalb ich den vulkanischen klastischen Gebilden den grössten Theil der Aufmerksamkeit schenke.

Unter den klastischen Gesteinen vulkanischen Ursprungs unterscheidet man seit jeher zwei Kategorien von Bildungen, die man als Tuffe und Breccien zusammenfasst. Erstere, die als späterhin auf hydrochemischem Wege verfestigte Agglomerate loser, feiner, vulkanischer Auswürflinge betrachtet werden müssen, enthalten oft Petrefacten, die den Schlüssel zur Feststellung des Alters der entsprechenden Eruptivgesteine liefern. Deshalb sind auch die Tuffe weit mehr beschrieben und studirt worden, als die structurell und genetisch viel interessanteren Breccien. Dennoch sind schon jetzt, wenn auch nicht alle, so doch die Haupttypen der vulkanischen

---

[1]) Ihre Entstehungsweise ist eruptiv, identisch mit echt krystallinischen Gesteinen; ihre Structur klastisch.

[2]) Siehe F. Löwinson-Lessing, Die Olonezer Diabasformation. Verhandl. d. St. Petersburger Naturforscher-Gesellsch. 1888, Bd. XIX.

Breccien bezeichnet und finden wir dieselben ganz prägnant von Richthofen in seinem „Führer für Forschungsreisende“ (pag. 566) zusammengestellt.

Die Bildung der vulkanischen Breccien, die oft als Reibungsbreccien bezeichnet werden, ist mit dem Emporsteigen und Erstarren des feuerflüssigen Magmas eng verbunden. Die empordringende Lava reisst von den Wänden des Kraters oder Spalts Bruchstücke des festen Gesteins ab, schmilzt dieselben in ihre Masse ein und bildet auf diese Weise eine Reibungsbreccie, aus deren manchmal aus bedeutender Tiefe stammenden Trümmern man auf die Zusammensetzung der unterteufenden Schichten schliessen kann. Aehnliches kann sich auch bei der Fortbewegung der effudirten Lava auf bereits erstarrten Lavaströmen wiederholen. Andererseits zerberstet die bereits früh auf dem Lavastrome sich bildende Kruste, theilweise infolge ungleichmässiger Abkühlung, theilweise infolge einer Contraction der krystallisirenden Lava, zum Theil endlich unter dem Andrang neuer aus dem Schlott hervortretender Lavamassen. Die Kruste zerfällt dabei in eckige Bruchstücke verschiedener Grösse und Form, die wirr durcheinander liegen und manchmal hoch aufgethürmt dieser sogenannten Blocklava[1]) einen seltsamen Habitus verleihen. Ein neuer Lavastrom kann nun diese Bruchstücke verkitten und auf diese Weise eine andere Art von Reibungsbreccie bilden, welche Reiss[2]) mit dem treffenden Namen Agglomeratlava bezeichnet; verkittende und verkittete Theile können entweder gleich- oder verschiedenartig sein. Es gibt aber noch eine, mit dem Erstarrungsprocesse und den chemisch-physikalischen Krystallisationsbedingungen des feuerflüssigen Magmas eng zusammenhängende Entstehungsweise vulkanischer Breccien. Das krystallisirende Magma zerfällt nämlich oft in zwei (oder mehrere) chemische Combinationen, von welchen jede als eine selbständige structurelle oder auch chemisch-mineralogische Varietät erstarrt, ganz entsprechend den Spaltungsgesteinen im grossen Massstab. Diese verschiedenen Ausscheidungen oder Spaltungsgruppen krystallisiren gleichzeitig zu einem einheitlichen, aber breccienartigen Gesteinskörper, in welchem die Spaltungselemente entweder gesetzmässig, z. B. bandartig — Eutaxite oder regellos — Ataxite verflochten sind. Solche breccienartige Laven sind primären Ursprungs, ihr breccienartiges

[1]) M. Neumayr, Erdgeschichte. Bd. I, pag. 161.

[2]) C. v. Fritsch und Reiss, Geolog. Beschreibung der Insel Tenerife, pag. 415.

Gefüge ist proto- und nicht metasomatischen Ursprungs und passt auf sie vollständig der Ausspruch von Naumann [1]): „Reibungsbreccien dürften noch den eruptiven Gebilden beizurechnen sein.“ Die Ausscheidung der zwei verschiedenen Elemente dieser Laven ist durch einen nicht grösseren Zeitraum als die Krystallisation, z. B. des feldspathigen und pyroxenischen Gemengtheils eines Augitporphyrits u. dergl. getrennt. Die Ursache solcher Spaltungen innerhalb der krystallisirenden Lava dürfte wohl, zum Theil wenigstens, in der schlierigen [2]) Ungleichartigkeit vieler Lavaströme zu suchen sein; im kleinen, meist sogar mikroskopischen Massstab sieht man diese Erscheinung in vielen vulkanischen Gläsern (besonders Pechsteinen) sich oft wiederholen; ähnliche mosaikartige Structur habe auch ich am Sordawalit [3]) unter dem Namen „mikroeutaxitische“ Textur beschrieben. In der Literatur sind mir nur zwei Beschreibungen von eutaxitischen und ataxitischen Gesteinen bekannt; beide gehören mit dem Vulkanismus auf's beste vertrauten Geologen an, doch scheinen beide den Anstoss zur näheren Kenntnis dieser interessanten Gesteine nicht gegeben zu haben. Die ersten Angaben über derartige breccienartige, durch primäre Ausscheidungen aus dem krystallisirenden Magma bedingte Structur verdanken wir v. Fritsch und Reiss, von denen auch die Bezeichnung Eutaxit [4]) (Piperno) stammt. Reiss trennt genetisch den Piperno [5]) (eutaxitische Structur durch Ausscheidung bedingt) streng von der Agglomeratlava (eutaxitische Structur durch Einschmelzung bedingt). Unter dem Namen „Tuff-Lava“ hat auch Abich [6]) ein ähnliches aus rothen und schwarzen breccienartig verknüpften Partien bestehendes primäres Gestein vom Alagez beschrieben. Unter den Olonezer vulkanischen Breccien (augitporphyritische) habe ich schöne Beispiele ähnlicher

[1]) Lehrb. d. Geognosie. Bd. II, pag. 688.

[2]) E. Reyer, Beitrag zur Physik d. Eruptionen u. Eruptivgesteine.

[3]) Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits. Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mitth. Bd IX, Heft 1, pag. 71.

[4]) Rosenbusch hat in der ersten Auflage seiner Physiographie diesen ursprünglich rein structurellen Namen auf eine Structurvarietät der Phonolithe beschränkt, scheint aber in der neuen Auflage dieser Bezeichnung eine allgemein structurelle Bedeutung wieder einzuräumen.

[5]) Zu den pipernoartigen Gesteinen rechnen Fritsch und Reiss auch die sogenannte Taborlava von Ischia und einige Laven von den Azoren (Hartung), Santorin (Seebach) und Java (Junghuhn).

[6]) H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. Bd. II, pag. 358.

Textur gefunden und als „Ataxite“ [1]) beschrieben. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass eutaxitische und ataxitische Gesteine eine weit grössere Verbreitung besitzen und dass man sie bei sorgfältiger Durchmusterung gewiss in vielen, wenn nicht in allen vulkanischen Gebieten finden wird. Beiläufig sei bemerkt, dass zu diesen Spaltungs- und Schlierenerscheinungen auch das breccienartige Wechseln von verschiedenartig struirter Grundmasse vieler porphyrischer Gesteine (z. B. einiger Olonezer Augitporphyrite) gehört.

Mit den beschriebenen Fällen sind aber alle denkbaren und existirenden Bildungsarten von vulkanischen klastischen Gebilden nicht erschöpft. Vogelsang [2]) hat auf die Möglichkeit einer Wiedereinschmelzung von Tuffmassen, die zum Theil im Krater sich angesammelt haben, zum Theil auch während der Eruption in das Magma fallen können, durch die krystallisirende Lava hingewiesen. Ohne ähnlichen Fällen die grosse Verbreitung, welche Vogelsang voraussetzte, zuzuschreiben, kann man dieselben doch nicht ganz von der Hand weisen und ich glaube, dass die Entstehung einiger seltsamer klastischer Gebilde unter den Olonezer Augitporphyriten nur dadurch erklärt werden könnte, dass in die krystallisirende Lava zufällig lose Auswürflinge aus benachbarten Kratern oder Spalten hineinkamen.

Roth, Fritsch und Reiss und andere berichten, dass oft die bereits feste Lavakruste, wie bei künstlichen Schmelzflüssen, spontan zu Staub zerfällt; die Wiedereinschmelzung solcher Schichten durch eine neue Lavamasse kann auch zu tuffartiger Ausbildung führen u. s. w.

Wenden wir uns nun zur Classification der klastischen Gesteine. Ebenso wie bei der Classification der massigen Gesteine können hier als Grundlage mehrere Principien, wie Entstehungsweise, Charakter der Trümmer und des Cements, Structur u. s. w. dienen. Die Eintheilung der klastischen Gesteine in Tuffe, Breccien, Conglomerate u. s. w. hat sich in der Wissenschaft so eingebürgert, dass diese leicht unterscheidbaren Typen als Hauptgruppen aufrecht erhalten werden müssen. Die ferneren Eintheilungen beruhen aber auf genetischen und structurellen Momenten. Ich unterscheide fünf Typen oder Hauptgruppen von klastischen Gesteinen.

I. Tuffe. Unter dieser Bezeichnung werden diejenigen klastischen Gesteine zusammengefasst, die aus Bruchstücken einzelner

[1]) Olonezer Diabasformation. II. Th., III. Cap.

[2]) H. Vogelsang, Philosophie der Geologie, pag. 173.

Krystalle (oder auch aus ganzen Krystallen) und Minerale, nicht aber bereits fertiger Gesteine, bestehen. Durch eine Beimengung von Gesteinsbruchstücken entstehen Uebergangsformen zu den Breccien. Ich beschränke die Bezeichnung „Tuff" auf vulkanische Gebilde und verstehe darunter auf hydrochemischem Wege nach ihrer Ablagerung cementirte, lockere, vulkanische Auswürflinge. Vulkanische Tuffe können entweder subaëral oder unterseeisch sein und werden im letzteren Falle nach Reyer's[1]) Vorgang am besten als „tuffogene Sedimente" bezeichnet; tuffogene Sedimente der Diabase werden Schalsteine genannt. Von den vulkanischen, phanerogenen Tuffen sind diejenigen kryptogenen Gebilde zu trennen, die von vielen Autoren mit Unrecht auch als Tuffe bezeichnet werden. Tuffartige Gesteine können sehr verschiedenen Ursprungs sein, müssen aber mit den echten, aus lockeren, vulkanischen Auswürflingen bestehenden Tuffen nicht verwechselt werden. Solche, von mir als Tuffoïde oder Pseudotuffe zusammengefasste Gebilde können entweder durch Verwitterung oder durch Dynamometamorphismus entstehen. Eine tiefe und weit vorgeschrittene Verwitterung kann einem krystallinischen Gesteine einen tuffartigen Habitus aufprägen und auf diese Weise zur Bildung von Verwitterungstuffen führen. Es ist auch der Uebergang eines krystallinischen Gesteins durch orodynamische Zertrümmerung in einen dynamometamorphen Tuff oder einen Klastotuff (Kataklastuff) nicht undenkbar. Endlich ist auch eine den Eutaxiten und Ataxiten analoge Entstehungsweise möglich: es braucht nur der eine der Spaltungstheile nicht ein continuirliches Gesteinsgefüge zu besitzen, sondern aus einzelnen Krystallen oder Krystallagglomeraten zu bestehen.

Die vulkanischen oder Agglomerattuffe weisen auch, abgesehen von der mineralogischen Zusammensetzung, eine bestimmte Mannigfaltigkeit auf. Drei Typen scheinen mir eine besonders grosse Verbreitung und Existenzberechtigung zu haben. Ein Theil der Tuffe besteht aus äusserst fein zerriebenem Material und hat ein ganz erdiges Aussehen. Solche pelitische Tuffe scheinen unter den Porphyrtuffen sehr verbreitet zu sein. Andere Tuffe sind durch den Reichthum an eckigen und runden Glassplittern und Lapilli (im zersetzten Zustande Palagonit) gekennzeichnet und bilden die für die Basalte bezeichnenden vitrophyrischen oder Palagonittuffe.

[1]) E. Reyer, Ueber Tuffe und tuffogene Sedimente. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1881, Bd. XXXI, pag. 57. — Reyer schreibt den tuffogenen Sedimenten eine viel zu weite Bedeutung zu.

Endlich ist eine letzte und höchst interessante Tuffgruppe durch die Anwesenheit zahlreicher aus Calcit, Chlorit, Thon, Quarz etc. bestehender „pisolithischer Körner" charakterisirt, deren Bildung nach v. Fritsch und Reiss, Poulett Scrope, Lyell, Roth und anderen aus losem vulkanischem Material durch die bei heftigen Eruptionen nie fehlenden starken Gewitter hervorgebracht wird. Zahlreiche pisolithische Körner fallen dabei als sogenannte „granizo di tierra" auf die Erde und werden zum charakteristischen Bestandtheil der sich später aus den losen vulkanischen Auswürflingen bildenden Tuffe; auf ähnliche Weise müssen nach Lyell auch die mehrmals in der Geschichte erwähnten Sand- und Aschenregen erklärt werden. In tertiären und recenten Tuffen werden diese pisolithischen Körner von Fritsch und Reiss, Junghuhn und anderen erwähnt; Lyell[1]) macht auf die Anwesenheit dieser Körner im halbfesten Tuff, der einen Theil der Tuffdecke von Pompeji bildet, aufmerksam; sehr schön und zahlreich habe ich diese Gebilde in den Olonezer Augitporphyrittuffen[2]), sowie auch in einigen Nassauer Schalsteinen beobachtet. Schon die Structur dieser Körner unterscheidet sie von secundären, concretionären Bildungen; das Factum ihrer Entstehung unter dem Einfluss von Eruptionsgewittern und Platzregen wird aber auch durch das Zeugnis von Poulett Scrope unbestreitbar bewiesen. Poulett Scrope[3]) beobachtete nämlich im Jahre 1822, wie diese „Körner in zahlreicher Menge durch den während der Eruption auf feinen vulkanischen Sand fallenden Regen gebildet wurden und wie sie manchmal auch in der Luft wie Hagel aus feinster feuchter Asche sich bildeten". Ich bin fest überzeugt, dass diese pisolithischen Körner für eine Menge von recenten und, wie die Olonezer Tuffe es lehren, auch älteren Tuffen ganz bezeichnend sind und auf subaërale nicht submarine Eruption hinweisen (Fritsch und Reiss erwähnen diese Körner in Tuffen von Tenerife, Vesuv, Anden, Hegau).

II. Breccien werden solche klastische Gesteine genannt, die aus cementirten Bruchstücken bereits fertiger Gesteine bestehen. Diese Gruppe zerfällt in primäre oder vulkanische und secundäre oder metasomatische (deuterogene) Breccien. Die verschiedenen Arten von vulkanischen Breccien sind bereits besprochen; hier sei noch bemerkt, dass die Breccien durch Mikrobreccien und Tuff-

[1]) Lyell, Principles of Geology. 1882, pag. 387.

[2]) F. Löwinson-Lessing, Die Olonezer Diabasformation. II. Th., III. Cap.

[3]) Poulett Scrope, Geol. Transact. Sec. series, Vol. II, pag. 346.

breccien mit den Tuffen verbunden sind und auch gegen die Conglomerate nicht immer scharf abgegrenzt sind. Von den eigentlichen metasomatischen durch Verwitterung, Abtragung u. s. w. entstehenden Breccien, die als katogene bezeichnet werden mögen, müssen noch die durch orodynamische Vorgänge gebildeten kataklastischen Breccien unterschieden werden. Letztere entsprechen Naumann's „contusiven Frictionsgebilden", die Naumann[1]) von den vulkanischen Reibungsbreccien („eruptiven Frictionsgebilden") absonderte.

III. Conglomerate unterscheiden sich von den Breccien nur durch die abgerundete Form der Fragmente; bei mikroskopischen Dimensionen der Gesteinsfragmente haben wir ein Mikroconglomerat oder einen Psammit; besteht dasselbe nicht aus Gesteinsgeröll, sondern aus Körnern einzelner Minerale, so nennt man es einfach Sandstein. Zu erwähnen ist die nahe Beziehung zwischen Conglomeraten, Sandsteinen und Grauwacken und der Uebergang von Conglomeraten in mandelsteinähnliche Gesteine.[2])

IV. Schieferähnliche (und schieferige) Tuffe, Breccien und Conglomerate sind solche metamorphosirte klastische Gesteine, in denen die scharfe Grenze zwischen Cement und Trümmern allmälig aufgehoben wird. Das ganze Gestein wird von krystallinischen Neubildungen, hauptsächlich Hornblendenädelchen, überfüllt und bekommt einen schieferähnlichen Habitus, weshalb es die Bezeichnung Pseudoschiefer verdient.

V. Thonschiefer, Kieselschiefer (und Phyllite) bestehen aus fein zerriebenem klastischem Material und krystallinischen, neugebildeten Elementen und stehen als halbklastische Gesteine an der äusseren Grenze der klastischen Gesteine, indem sie einigermassen den Uebergang zu den metamorphen Schiefern vermitteln.

Die fünf genannten Haupttypen der klastischen Gesteine sind gut genug bezeichnet, um in den meisten Fällen leicht erkannt zu werden. Dennoch existiren Uebergänge zwischen diesen Haupttypen, welche, ebenso wie in der Gruppe der krystallinischen Gesteine, die scheinbar scharf getrennten Glieder untereinander verbinden.

In folgender Tabelle sind alle Haupttypen, Unterabtheilungen und Uebergangsglieder zusammengestellt.

St. Petersburg, Geologisches Cabinet der Universität. Februar 1888.

---

[1]) Naumann, Lehrb. der Geognosie. 1849, Bd. I, pag. 689.

[2]) G. Tschermak, Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Mandelsteine. Sitzungsber. d. Wiener Akademie. 1863, Bd. XLVII.

Versuch einer Classification der klastischen Gesteine.

- **Pseudotuffe oder Tuffoïde**
  - 1. Verwitterungstuffe
  - 2. Kataklastuffe (dynamometamorph)
- **I. Tuffe (vulkanische)**
  - 1. Agglomerattuffe (subaëral)
    - *a)* Pisolitische
    - *b)* Vitrophyrische und palagonitische
    - *c)* Pelitische
  - 2. Tuffogene Sedimente (submarin; Grünschiefer z. Th., Schalstein etc.)
- **Tuffbreccien** (Schlammströme z. Th.)
- **Mikrobreccien** (Deuterogene Gesteine z. Th.)
- **II. Breccien**
  - 1. Primäre oder vulkanische
    - *a)* Spaltungsbreccien = Tufflaven
      - α) Entaxite
      - β) Ataxite
    - *b)* Reibungsbreccien = Agglomeratlaven
      - α) Cement und Trümmer gleichartig
      - β) Cement u. Trümmer verschieden, aber nahe verwandt
      - γ) Die Trümmer gehören ganz fremden Gesteinen an
  - 2 Secundäre od. metasomatische
    - *a)* Dynamometamorphe Breccien
      - α) Monogene
      - β) Polygene (heterogene)
    - *b)* Eigentl. deuterogene oder katogene Breccien
- **Breccienartige Conglomerate u. conglomeratähnl. Breccien**
- **III. Conglomerate**
  - 1. Eigentliche Conglomerate (und Puddingsteine)
  - 2. Mikroconglomerate oder Psammite (und Grauwackensandsteine)
  - 3. Sandsteine
- **Grauwacken**
- **IV. Pseudoschiefer.**
  - 1. Schieferähnliche und schieferige Breccien und Conglomerate
  - 2. Grüne Schiefer z. Th.
  - 3. Scherbenschiefer (dynamometamorph)
- **Grauwackenschiefer**
- **V. Thonschiefer und Kieselschiefer**
- **Phyllite.**

XXV. Literatur.

Barrois Ch.: Modifications et transformations des granulites du Morbihan. — Ann. de la Soc. géolog. du Nord. 1887, T. XV, p. 1.

Bourgeois L.: Sur la présence de la cassitérite dans les scories de la fonte du bronze et sur une nouvelle méthode de reproduction de cette espèce minérale. — Bull. de la Soc. franç. de Min. Févr. 1888.

Derselbe: Application d'un procédé de Sénarmont à la reproduction par voie humide de la célestine et de l'anglesite. — Compt. rend. 1887, CV, Nr. 22.

Chelius C.: Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwaldes. — N. Jahrb. f. Min. 1888, Bd. II.

Dana E. S. and Penfield S. L.: On the crystalline form of Polianite. — Am. J. Sc. XXXV. March, 1888.

Dechen H. v. u. Rauff H.: Geologische und mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen, sowie einiger angrenzender Gegenden.

Derby O.: On Nephelin rocks in Brazil, with special reference to the association of Phonolithe and Foyaite. — Quart. Journ. of the Geolog. Soc. August 1887.

Fouqué M.: Sur les nodules de la granulite de Ghistorrai, près Fonni (Sardaigne). — Bull. de la Soc. franç. de min. Jan. 1887.

Derselbe: Sur un minéral artificiel provenant d'une scorie de forge. — Ebenda. Décemb. 1888.

Derselbe: Sur un gisement de gneiss à cordierite. — Ebenda.

Derselbe: Sur les matériaux de construction employés à Pompéi. — Assoc. franç. Séance du 18 août 1886.

Friese F. M. v.: Bilder von den Lagerstätten des Silber- und Bleibergbaues zu Přibram und des Braunkohlen-Bergbaues zu Brüx. Gez. v. d. k. k. Bergbeamten. M. 105 Gangbildern u. 1 Atlas. Wien k. k. Hof- u. Staatsdruckerei.

Gerhard A.: Beitrag zur Kenntnis der sog. Sodagranite. — N. Jahrb. f. Min. 1887, Bd. II.

Goldschmidt V.: Ueber Projection u. graphische Krystallberechnung. M. 123 Fig. — Berlin. Springer 1887.

Hamberg A.: Natürliche Corrosionserscheinungen und neue Krystallflächen am Adular vom Schwarzenstein. M. II Taf. — Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Bd. XIII, Afd. II, Nr. 4.

Hecht B.: Ueber die Rationalität zweier Functionen der Winkel, welche zwischen fünf beliebigen krystallographisch möglichen Flächen liegen. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1888. Bd. I.

Jerofejeff M. u. Latschinoff P.: Der Meteorit von Nowo-Urei. — Verh. d. kais. russ. Miner. Ges. 1888, Bd. XXIV.

Klein C.: Petrog. Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. — Sitzber. d. k. preuss. Akad. d. W. 1888, V.

Kollbeck F.: Untersuchungen über die Zersetzung des Quarztrachyts neben den Golderzgängen von Nagyág. — Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. Jg. 1888, XXXVI.

Kosmann B.: Der Kieselmagnesit von Kosemitz bei Nimptsch in Schlesien. — Breslau 1888.

Derselbe: Die Ursachen der Iso- und Dimorphie im Gefolge der Wasseraufnahme der Mineralien. — Berg- u. Hüttenm. Zeitung. 1888. Nr. 9 u. 11.

Krejči J.: Elemente der mathemat. Krystallographie in neuer leichtfasslicher Darstellung. — Leipzig 1887, Opetz.

Krysinsky S.: Ueber ein neues Ocularmikrometer und dessen Anwendung in der mikroskopischen Krystallographie. — Zeitschr. f. Kryst. 1888, XIV, 1.

Laird J. G.: Ueber die krystallograph. Beziehungen der Methyl- und Aethylsulfinchloroplatinate. Inaug.-Diss. (Breslau). — Zeitschr. f Kryst. 1888, XIV, 1.

Lemberg J.: Zur Kenntnis der Bildung und Umbildung von Silicaten. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Jg. 1887.

Derselbe: Zur mikrochemischen Untersuchung v. Calcit, Dolomit und Predazzit. — Ebenda.

Liebisch Th.: Ueber eine Vorrichtung zur Beobachtung der äusseren konischen Refraction unter dem Mikroskop. — Nachr. von der K. Ges. d. Wissensch. u. d. G. — Aug. — Univ. Göttingen. 1888. Nr. 5.

Mangold G.: Ueber die Altersfolge der vulkanischen Gesteine und der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge. — Inaug.-Diss. (Kiel) 1888.

Molengraaff G. A. F.: Ueber vulkanischen Schwefel aus Westindien. M. I Taf. Zeitschr. f. Kryst. 1888. XIV. 1.

Möller E.: Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. M. I Taf. — Inaug. Diss. (Göttingen). — N. Jahrb. f. Min. etc. 1888, Bd. I.

Muck F.: Elementarbuch der Steinkohlenchemie für Praktiker. 2. Aufl. — Baedeker, Essen 1887.

Mügge O.: Ueber Umlagerung in Zwillingsstellung am Chlorbaryum, $Ba\,Cl_2 + 2\,H_2\,O$. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1888, Bd. I.

Müller W.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Chiastoliths. Inaug.-Diss. (Jena.) Berlin.

Negri G. B.: Gmelinite della Regione Veneta. M. I Taf. — Rivista Min. e Crist. Ital. Vol II.

Pfeiffer E.: Handbuch der Kali-Industrie. Bildung der Salzlager von Stassfurt und Umgebung, sowie von Kalusz u. Beschreibung dieser Salzlager; Gewinnung der Kalisalze etc. M. 1 Karte u. II Taf. — Braunschweig 1887.

vom Rath G.: Vorträge und Mittheilungen. Eruption des Taravera auf Neu-Seeland vom 10. Juni 1886. — Denkrede auf Sir J. v. Haast. — Pseudomorphose v. Chlorit n. Orthoklas; Glauberit und Hanksit aus S. Bernardino Co., Californien. Phillipsit vom Limbacher Kopf. — Künstl. Darstellung von Zinnstein, Babingtonit und Kupfer. Neue Funde aus Neu-Seeland und Australien. — Verh. d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. etc. 44. Jg. 1887. Corr.-Bl. Nr. 2.

Derselbe: Anhang zu den Mittheilungen über das Territorium von Utah. — Verh. d. naturf. Ges. Bonn 1887.

Renard A. F. et Klement C.: Sur la nature minérale de silex de la craie de nouvelles, contribution à l'étude de leur formation. — Bull. de l'Acad. royale d. Belgique. 3e. sem., t. XIV, Nr. 12; 1887.

Rinne F.: Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. M. I Taf. — Jahrb. d. k. preuss. geolog. L. Anst. 1886.

Derselbe: Ueber Faujasit und Heulandit. M. I Taf. — N. Jahrb. f. Min. 1887. Bd. II.

Rohrbach C. E. M.: Ueber die Chiastolith genannte Varietät des Andalusit. Zeitschr. d. d. geolog. Ges. Jg. 1887.

Sandberger F.: Ueber die ältesten Ablagerungen im südöstlichen Theile des böhmischen Silurbeckens und deren Verhältnis zu dem anstossenden Granit. — Sitzber. d. math.-phys. Cl. der k. bayer. Akad. d. Wiss. 1887, Heft 3.

Scharizer R.: Ueber den Xenotim und über eine neue Glimmerverwachsung von Schüttenhofen. — Zeitschr. f. Kryst. 1887, XIII, 1.

Derselbe: Ueber die chemische Constitution der verschiedenfarbigen Glimmer des Pegmatitgranites von Schüttenhofen. — Ebenda. XIII, 5 u. 6.

Derselbe: Der Bertrandit von Pisek. — Ebenda. 1888. XIV, 1.

Schmidt Ad.: Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. II. Theil Die Porphyre. — C. Winter, Heidelberg 1887.

Schmidt Al.: Zinnober von Serbien. M. I Taf. Zeitschr. f. Kryst. 1887. XIII, 5 u. 6.

Schuster M.: Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. M. IV Taf. — N. Jahrb. f. Min. 1887, Beil.-Bd. V.

Derselbe u. v. Foullon H.: Optisches Verhalten und chemische Zusammensetzung d. Andesins v. Bodenmais. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. 1887, 37. Bd., 2. H.

Sjögren A.: Om Nordmarks-periklasen. M. I Taf. — Geol. Fören. i Stockholm. Förh. 1887, Bd. IX, Häft 7.

Derselbe: Periklas vid Nordmarksgrufvor. — Kongl. Vetensk. — Ak. Förh. Stockholm 1887, Nr. 7.

Derselbe u. Lundström C. H.: Om Barysil, ett ej förr. uppmärksammadt blysilikat från Harstigsgrufvan. — Ebenda. 1888, Nr. 1.

Sjögren Hj.: Ueber die Thätigkeit der Schlammvulkane in der kaspischen Region während der Jahre 1885—87. Verh. d. kais. russ. miner. Ges. 1887.

Spezia G.: Sulla origine del gesso micaceo e anfibolico di val Cherasca. — Atti d. R. Acc. d. Sc. di Torino, vol. XXIII, Nov. 1887.

Stelzner A. W.: Ueber die Bohnerze der Villacher Alpe. — Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. 1887, 37. Bd., 2. H.

Streng A.: Kleine Mittheilungen. M. I Taf. — 1. Zwillinge von Pyrolusit von der Grube „Eleonore" bei Giessen. — 2. Pyrolusit und Kalkspath von Merenberg. — 3. Apatit von Bieber bei Giessen und von Edelsberg bei Weilburg. — 4. Verkieseltes Holz von Rockenberg in der Wetterau. — 5. Ueber ein merkwürdiges Profil vom gebrannten Berge im Ebsdorfer Grund. — 6. Ueber die Bestimmung des spec. Gewichts schwerer Mineralien. — 7. Mikroskop. chem. Erkennung des Zinns. — Ber. d. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. XXV, Giessen 1887.

Traube H.: Die Minerale Schlesiens. Kern's Verlag, Breslau 1888.

Vorliegendes Buch enthält eine alphabetische Zusammenstellung aller bisher in Preussisch-Schlesien aufgefundenen Minerale, insoweit sie irgendwie bekannt wurden, sammt Angabe ihrer Fundorte, kurzer Charakterisirung des Vorkommens und der krystallographischen Ausbildung unter stetem Hinweis auf die Literatur. Hierauf werden unter den einzelnen hier vertretenen Felsarten alle Minerale aufgezählt, welche sich im Bereiche jeder vorfinden. Das Ortsverzeichnis am Schlusse gibt Antwort auf die Frage, welche Minerale an einer bestimmten Localität anzutreffen sind. Da dem Verfasser ausser der Literatur und sonstigen Mittheilungen auch die reichhaltigen Sammlungen in

Breslau, Waldenburg, Tarnowitz, Görlitz, Berlin und Königsberg zugänglich waren, darf wohl seine Arbeit Anspruch auf möglichste Vollständigkeit machen und insbesonders der Mineraloge wird ihm für seine Mühe in hohem Grade Dank wissen. J. Gränzer.

Viola C.: Le lamine sottili anisotrope colorate nella luce polarizzata parallela. — Rend. d. R. Acc. d. Lincei. Vol. IV, fasc. 1, 1. Sem. 1888.

Weiss Ch. E.: Mittheilungen über das ligurische Erdbeben vom 23. Februar 1887 und folgende Tage. — Zeitschr. d. d. geol. Ges. Jg. 1887.

Wenjukoff P. N.: Sphärolit-Tachylyt von Sichota-Alin im Ussurigebiet. M. I Taf. — Bull. de la Soc. Belge de Geol. Bruxelles. T. I, Oct. 1887.

Whitaker W. and Dalton W. H.: The Geological Record for 1879. London 1887.

Whiteman Cross.: On the occurrence of Topaz and Garnet in lithophyses of Rhyolite. — Proc. of the Colorado Sc. Soc. 1886.

Derselbe und Eakins L. G.: On Ptilolite, a new mineral. — Ebenda.

Williams G. H.: Notes on the minerals occuring in the neighbourhood of Baltimore. — Baltimore Naturalists Field Club. 1887.

Wulff L.: Ueber die regelmässigen Punktsysteme. M. IV Taf. — Zeitschr. f. Kryst. 1887. XIII, 5 u. 6.

Derselbe: Ueber die Hemiëdrien und Tetartoëdrien der Krystallsysteme. — Ebenda.

REGISTER.

L. bedeutet Literatur. — *N. M.* Neues Mineral.

Seite

Achiardi A., Rocce Ottrelitiche delle Alpi Apuane. *L.* 425
Achroit 399
Adular v. Schwarzenstein. *L.* . . . 425
— Corrosionsersch. u. n. Fl. *L.* . . 536
Aethylsulfinchloroplatinate. *L.* . . . 537
Aetzung, natürl. an Pyrit, Zinkbld., Bleiglanz, Pyrit 1
Albit, Morro Velho. *L.* 426
Allanit. *L.* 88
Altvatergebirge. *L.* 87
Amarantit 398, 402
Amarin. *L.* 427
Amphibolgesteine v. Marienbad . . 89
Amphibolit . 115, 116, 118, 119, 121, 122
Anatas 399
Andesin von Bodenmais. *L.* 538
Andesite, verschiedene Arten 276, 290, 301
Anglesit, künstl. *L.* 536
Anomalien, optische, Ursachen derselben. *L.* 425
Antimonnickelglanz von Lölling und von Sarabus. *L.* 426
Apatit, Morro Velho. *L.* 426
— Bieber. *L.* 538
Arsenige Säure. *L.* 425
Arsenkies von Weiler. *L.* 87
Ausscheidungen im Nephelinbasalt . 439

Barrois Ch., Modifications et transformations des granulites du Morbihan. *L.* 536
Barysil *N. M.*, Harstigsgrube. *L.* . 538
Baryt von Oberschaffhausen. *L.* . . 87
— v. Tolfa. *L.* 88
— bei Torda 419
Barytocölestin von Werfen in Salzburg 227
Basalte d. Hegaus. *L.* 425
Basaltgesteine d. Löbauer Berges . . 429
Baum E., Combinationsstudium über die Entwicklungsgeschichte d. Erdkruste. *L.* 425

Seite

Baumaterialien v. Pompeji. *L.* . . . 536
Baumhauer H., Abhängigkeit der Aetzfiguren des Apatit von der Natur und Concentration des Aetzmittels. *L.* 425
Becke F., Einige Fälle von natürlicher Aetzung an Krystallen von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz u. Magnetit 1
— u. Schuster M., Geol. Beobachtungen im Altvatergeb. *L.* . . . 87
Beckenkamp J., Baryt v. Oberschaffhausen. *L.* 87
Bertrandit von Pisek. *L.* 538
Berwerth F., Gesteine von Jan Mayen. — Neues Vorkom. kryst. Sandsteins, Gersthof. *L.* 87
— Meteor vom 21. April 1887. *L.* . 425
Bettanini G., Celestina di Montecchio maggiore. *L.* 87
Bieber O., Mineralmoor der „Soos". *L.* 425
Bildungsweise klastischer Gesteine . 528
Bleiglanz, natürlich geätzt 16
Bohnerze der Villacher Alpe. *L.* . . 538
Bombicci L., Sulla costituzione fisica del globo terrestre, sull' origine della sua crosta litoide, sulle cause dei moti sismici che piu frequentemente vi avvengono. — Sulla ipotesi dell' azione e selezione magnetica del Globo terrestre, sulle materie cosmiche interplanetarie contenenti ferro. *L.* 425
Bornit von Woděrad 404
Bourgeois L., Sur la présence de cassitérite dans les scories de la fonte du bronze; nouvelle méthode de reproduction de cette espèce minérale. — Application d'un procédé de Senarmont à la reproduction par voie humide de la célestine et de l'anglesite. *L.* 536

Seite

Bourgeois L., Nouveau procédé de reproduction de la crocoïse. *L.* 87
Brauns R., Was wissen wir über die Ursachen der optischen Anomalien? *L.* 425
Brüx, Lagerstätten des Braunkohlenbergbaues daselbst. *L.* 536
Bücking H., Arsenkies von Weiler. Schwerspath v. Peplingen. — Gebirgsstörungen südwestl. v. Thüringerwald. *L.* 87
— u. Linck. Zusammensetzung der Thomasschlacke. *L.* 87
Bussatti L., Turmalinolite di Cucigliana e Rupe Cava e di Jano presso Volterra. *L.* 87
Busz K., Beiträge zur Kenntnis des Titanits. *L.* 425

Calcit von Soběslau 406
— bei Torda 421
— mikrochem. Untersuchung. *L.* . 537
Camerlander C. F., Z. Geologie d. Granulitgebietes v. Prachatitz . . 87
Campania. *L.* 427
Caracolit, Sierra Gorda. *L.* 88
Cassiterit aus Bronzeschlacke. *L.* . . 536
— v. Mexico. *L.* 88
Cathrein A., Uralitporphyrit, Pergine. — Neue Flächen am Adular v. Schwarzenstein. *L.* 425
— Hornblende v. Rodna. *L.* 87
Chelius C., Die lamprophyrischen u. granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgeb. d. Spessarts und Odenwaldes. *L.* 536
Chiastolith. *L.* 537, 538
Chlorit u. Orthoklas. *L.* 537
Chloritschiefer 114
Chrustschoff K. v., Ueber künstlichen Magnesiaglimmer 55
— Versuche z. Darst. d. Quarzes u. d. Tridymits. — Ursprüngl. hyalin. magmat. Zustand gewiss. Granite.— Reproduct. artificielle de la silice cristallisée et de l'orthose. *L.* . . 87

Seite

Chrustschoff K. v., Beiträge zur Petrographie Volhyniens u. Russlands . 470
Clarke F. W., Studies in the Mica group. *L.* 425
Classification klastischer Gesteine 528, 535
Cölestin künstl. *L.* 536
— v. Montecchio maggiore. *L.* . . 87
— b. Torda 416
Contacterscheinungen an Olivindiabasen 145
— endogene 192
Contactmetamorphose, exogene . 158 u. ff.
Cordieritgneiss. *L.* 536
Cuny G., Zersetzung d. Na. Aluminates. *L.* 87
Cuprit, Vesuv. *L.* 88

Dachberg. *L.* 537
Dana E. S. and Penfield S. L., Crystalline form of Polianite. *L.* . . 536
Darstellung, künstliche v. Magnesiaglimmer 55
Dechen H. v. u. Rauff H., Geol. und mineralog. Lit. d. Rheinprovinz. *L.* 536
Derby O. A., Beiläufige Angabe der Fallzeit d. Meteoriten von Angra 423
— Nephelin-Rocks in Brazil. *L.* . . 536
Descloizeaux M., Note sur la forme clinorhombique et les caractères optiques de l'acide arsénieux prismatique. *L.* 425
Descloisit. *L.* 88
Diabas. *L.* 427
— Contactmetamorphose von Weilburg. *L.* 425
Diller J. S., Peridotite of Elliot County. *L.* 87
Dimorphie. *L.* 537
Diorite, Quarz—Augit— 350
Dolomit, mikrochem. Untersuchung. *L.* 537
Drehung, specifische—optisch activer Substanzen. *L.* 88

Edelsteinkunde. *L.* 88
Ehrenfriedersdorf, Minerale 399
Einschlüsse im Nephelinbasalt . . . 440
Eisenglanz v. Striegau. *L.* 427

Seite
Eisenlagerstätten, amerik. *L.* . . . 88
Eklogite 123
Eläolithsyenite von der Serra de Tingua. *L.* 425
Entwicklungsgeschichte d. Erdkruste. *L.* 425
Epidot aus d. Habachthale 363
— aus d. Krimler Achenthale . . . 370
— Beschaffenheit der Flächen . . . 377
— Orthodomenzone 382
— Aetzung 390
— beobachtete Flächen am Krimler u. Habacher 391
— Amphibolit 118
Erdbeben, ligurisches. *L.* 539
Erdinneres, physikal. besonders magnetische Besch. *L.* 425
Eruptivgesteine, minder bekannte des böhm. Mittelgebirges 232

Faujasit. *L.* 537
Feldspath, Kilimanjaro 425
— Amphibolit 115, 116
Feuerstein aus Kreide. *L.* 537
Fletscher L. and Miers H. A., Feldspar from Kilimanjaro. *L.* 425
Fluocerit v. Oesterby. *L.* 428
Foullon H. B., Zusammensetz. einer access. Bestandmasse des Piseker Riesenpegmatit. *L.* 87
— u. Goldschmidt V., Geolog. Verh. d. Inseln Syra, Syphnos u. Tynos. *L.* 87
Fouqué M, Sur les nodules de la Granulite de Ghistorrai. — Sur un minéral artificiel provenant d'une scorie de forge. — Sur un gisement de gneiss à cordierite. — Sur les matériaux de construction employés à Pompéi. *L.* 536
Frenzel A., Mineralogisches 397
Friese F. M., Bilder v. d. Lagerstätten des Silber- und Bleibergbaues zu Přibram u. d. Braunkohlenbergb. zu Brüx. *L.* 536
Fruchtzucker, Krystallform u. opt. Verhalten 215

Seite
Ganggesteine, lamprophyrische und granitporphyrische im Spessart u. Odenwald. *L.* 536
Gebirgestörungen südw. v. Thüringer Wald. *L.* 87
Gehmacher A., Morphologische Studien am Markasit. *L.* 425
Genth F. A., Contrib. to Min. Cassiterite — Hematitite. Mimetite. — Vanadinite and Descloizite. — Pyrite pseud. after Pyrrhotite. — Hessite. — Tapalpite. — Allanite — Willemite — Hisingerite pseud. after Calcit. *L.* 88
Gerhard A., Sodagranite. *L.* 536
Germaniumoxyd. *L.* 88
— sulfür. *L.* 88
Gesteine v. Bolsener See *L.* 536
— Californische. *L.* 538
— Jan Mayen's. *L.* 87
— Klastische 528
— d. Rhön. *L.* 537
— Vulk. d. Siebengebirgs. *L.* 537
Glauberit, S. Bernardino. *L.* 537
Glaukonit, dess. Bildungsweise. *L.* . . 88
Glankophangesteine d. Fruska gora. *L.* 426
Glimmer. *L.* 426
— v. Schüttenhofen. *L.* 538
— gruppe. *L.* 425
Gmelinit, a. d. Venezianischen. *L.* . . 537
Gneiss 319, 428
— Hornblende u. Glimmer- 135
Goldschmidt V., Projection u. graph. Krystallberechnung. *L.* 536
Gooch F. A., A method for the separation of Sodium and Potassium from Lithium. — A method for the separation and estimation of Boric acid. *L.* 425
Graeff F., Eläolithsyenite, Serra de Tingua. *L.* 425
Gränzer J., Krystallographische Untersuchung des Epidots aus dem Habach und dem Krimler Achenthale in den Salzburger Tauern . . . 361
Granat aus Rhyolit. *L.* 539

Seite
Granit, S. Fedelino. *L.* 427
Granite, ursprüngl. hyalinmagmatischer Zustand derselb. *L.* . . . 87
Granulit, Ghistorrai. *L.* . . . 536
— v. Morbihan. *L.* 536
— gebiet von Prachatitz. *L.* . . . 87
Graphit, Ceylon. *L.* 88
Grein G., Diabascontactmetamorphose bei Weilburg a. d. Lahn. *L.* . . 425
Grubemann U., Basalte d. Hegaus. *L.* 425
Gümbel W., Natur u. Bildungsweise d. Glaukonits. *L.* 88
Gürich G., Beitr. zur Geol. v. West-Afrika. *L.* 426
Gyps, glimmer- u. amphibolhaltig. *L.* 538

Hämatit v. Mexico. *L.* 88
— v. Pianura. *L.* 88
Hamberg A., Corrosionserscheinungen u. neue Krystallflächen am Adular v. Schwarzenstein. *L.* 536
Hanksit, S. Bernardino. *L.* 537
Hatle E. und Tauss H., Barytocölestin von Werfen in Salzburg 227
Haushofer K., Mikrosk. Formen d. Germaniumsulfürs u. d. Germaniumoxyds. *L.* 88
Hecht B., Ueber die Modification, welche die Neigung d. Grenze d. Totalreflexion bei Benützung d. Wollaston. Meth. durch d. Austritt a. d. Prisma erleidet. *L.* 88
— Entgegnung auf. Pulfrichs Einwände geg. ob. Abl. — Beitr. z. Krystallberechnung. *L.* 426
— Rationalität zweier Functionen der Winkel zwischen fünf belieb. krystallogr. möglichen Flächen. *L.* 536
Helminth. *L.* 427
Hemiédrien. *L.* 539
Hessit. *L.* 88
Heulandit. *L.* 537
Hibsch J. E., Ueber einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges 232
Hisingerit pseudom. nach Calcit. *L.* 88
Hohmannit 397, 401

Seite
Hohmannit, neue Analyse . . . 423
Hornblende v. Rodna. *L.* . . . 87
— Andesite 301
Howlit. *L.* 426
Hussak E., Knotenschiefer. — Künstl. Darstellg. d. Wollastonits. — Spanische Porphyre. *L.* 426
Hydrate des schwefelsauren Magnesiums und Zinks. *L.* 427
Hydrothermische Synthesen. *L.* . 426
Hydrozinkit. *L.* 428

Idokras. *L.* 427
Idrialin. *L.* 428
Instrument zum Winkelmessen an winzigen Krystallen 49
Irving D. R., Is there a Huronian group? *L.* 426
Isomorphie. *L.* 537

Jerofejeff M. u. Latschinoff P., Meteorit v. Nowo Urei. *L.* . . . 536
Judd J. W., Relations between the solution-planes of crystalls and those of secondary twinning; developement of negative crystalls allong the former. — Contribution to the theory of schillerization. *L.* 426

Kalkspath, Merenberg. *L.* . . . 538
Kalkstein und Dolomit. *L.* . . 88
Kaolin von Denver. *L.* 427
Katzer F., Einige Minerale von neuen Fundorten in Böhmen 404
Kelephit—Eklogit 124
— Disthenführend 134
Kersantite des Unterharzes. *L.* . . 426
Kieselmagnesit, Kosemitz. *L.* . . . 537
Kišpatic M., Glaukophangesteine d. Fruska gora. *L.* 426
Klastische Gesteine, Zur Bildungsweise u. Classification 528
Klein C., Zurückweis. einiger geg. d. Lehre v. d. opt. Anomalien erhob. Einwend. *L.* 88
— Petrog. Untersuch. v. Gest. der Umgebung d. Bolsener Sees. *L.* . 536
— u. Jannasch P., Antimonnickelglanz (Ullmannit), Lölling u. Sarabus. *L.* 426

Seite
Kloos J. H., Die ältest. Sedimente d. nördl. Schwarzwaldes. *L.* 426
Knotenschiefer. *L.* 426
Koch A., Ein neues Cölestin- u. Barytvorkommen in der Nähe von Torda in Siebenbürgen 416
Koch M., Kersantite d. Unterharzes. *L.* 426
Köchlin R., Untersuchungen am Manganit, Polianit und Pyrolusit . . 22
— Phosgenit u. neues Mineral v. Laurion. *L.* 88
Kollbeck F., Untersuchung eines Glimmers durch d. trock. Probe. *L.* . 426
— Zersetzung d. Quarztrachyts v. Nagyág. *L.* 536
Kosmann B., Kieselmagnesit v. Kosemitz. — Ursachen d. Iso- und Dimorphie im Gefolge d. Wasseraufnahme d. Mineralien. *L.* 537
Koto B., Piedmontite, Japan. *L.* . . 426
Krejči J., Elemente der mathemat. Krystallographie. *L.* 537
Kroustchoff M. R., Nouvelle disposition d'un appareil pour les synthèses hydrothermiques. — Masses métalliques provenant de la fusion de basalte avec un gneiss. *L.* . . 426
Krysinsky S., Neues Ocularmikrometer. *L.* 537
Krystallberechnung. *L.* 426
Künstl. Anglesit. *L.* 536
— Babingtonit 537
— Cölestin. *L.* 536
— Feldspath. *L.* 87
— kryst. Kieselsäure. *L.* 87
— Kupfer. *L.* 537
— Magnesiaglimmer 55
— Min. aus einer Gussschlacke. *L.* 536
— Quarz *L* 87
— Tridymit *L* 87
— Wollastonit *L.* 426
— Zinnstein. *L.* 537
Kupfer, künstl. Darstellung. *L.* . . 537

Labradorite Volhyniens 470
Labradorporphyre der Vogesen. *L.* . 426
Laird J. G., Krystallograph Beziehungen d. Methyl- u. Aethylsulfinchloroplatinate. *L.* 537
Lane A. Church, Ueber den Habitus des gesteinsbildenden Titanit . . 207
Lattermann G., Untersuchungen über den Pseudobrookit 47
Laubanit. *L.* 427
Lehmann O., Mikroskope f. phys. u. chem. Untersuchung. *L.* 88
Lemberg J., Bildung und Umbild. von Silicaten. — Mikrochem. Untersuch. v. Calcit, Dolomit u. Predazzit. *L.* 537
Lenk H., Zur geolog. Kenntnis d. südl. Rhön. *L.* 426
Liebe K. Th. u. Zimmermann E., Zonenweise gesteigerte Umwandlung d. Gest. in Ostthüringen. *L.* . . 426
Liebisch Th., Vorrichtung z. Beobacht. d. äusseren konischen Refraction. *L.* 537
Lignit, Schallthal. *L.* 88
Literatur 87, 425, 536
Löslichkeit. L. 427
Lösungsflächen. *L.* 426
Löwinson-Lessing F., Zur Bildungsweise und Classification d. klastischen Gesteine 528
Luhatschowitz (Mähren). *L.* 426

Machado J., Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischen Minas-Geraës und S. Paulo. . . . 318
Magnetit. *L.* 427
— natürlich geätzt 19
Magnesiaglimmer, künstlich 55
Makowsky A., Salzbad Luhatschowitz. *L.* 426
Malvern Hills. *L.* 427
Manganapatit v. Vestanä. *L.* . . . 428
Manganit, Aetzung 24
Mangold G., Ueber die Altersfolge d. vulkanischen Gest. u. der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge. *L.* 537
Mannit, Krystallf. *L* 428
Markasit. *L.* 425
Meteor vom 21. April 1887. *L.* . . 425

Seite
Meteorit von Angra, Fallzeit . . . 423
— v. Nowo-Urei. *L.* 536
Methylsulfinchloroplatinate. *L.* . . 537
Mexico, Geolog. Wahrnehmungen daselbst. *L.* 88
Mikroskope für physik. und chem. Untersuchungen *L.* 88
Mimetit, Mexico. *L.* 88
Minas-Geraës, Petrographie 318
Mineral, Neues vom Laurion. *L.* . . 88
— bildungen neue, in einer Bleischlacke. *L.* 427
Minerale aus Baltimore *L.* 539
— aus Böhmen 404
— Finnlands. *L.* 428
— Mt. Poni. *L.* 427
— Nutzbare. *L.* 427
— Schlesiens. *L.* 538
— Vesuvische. *L.* 427
Mineralmoor der Soos. *L.* 425
Mineralogisches von A. Frenzel. *L.* . 397
Möller E., Gesteine der Rhön. *L* . 537
Molengraaff G., Vulk Schwefel aus Westindien. *L.* 537
Muck F., Steinkohlenchemie. *L.* . . 537
Mügge O., Umlagerung in Zwillingsstellung am Chlorbaryum. *L.* . . 537
Müller K. R., Kalkstein u. Dolomit. *L.* 88
Müller-Erzbachs Methode z. Best. d. Wasserdampfes. *L.* 427
Müller W., Chiastolith. *L.* 537
Muttergesteine d. Serpentins 92, 102, 108

Natrium Aluminat, Zersetzung desselben. *L.* 87
Negri G. B., Gmelinite della Regione Veneta. *L.* 537
Nephelinanamesit 454
— basalt 432
— dolerit 443
— gesteine 347
— felsen, Brasilien. *L.* 537
— syenit 324, 336
Nephelinit vom Katzenbuckel, Pseudobrookit führend 47
Nocera. *L.* 427

Seite
Noelting J., Verhältnis der sog. Schalenblende z. regulären Bl. und zum hexag. Wurtzit. *L.* 426
Notizen: 1. Fallzeit des Meteoriten von Angra u. 2. Analyse des Hohmannits 423

Ocularmikrometer, Neues. *L.* . . . 537
Olivindiabas 356
—, Contacterscheinungen an . . . 145
— gesteine mit Bronzit und Hornblende 98, 106
Orthoklas von Babitz 408
— als Neubildung. *L.* 427
Osann A., Labradorporphyre der Vogesen. *L.* 426
Ottrelitfelsen d. apuanisch. Alpen. *L.* 425

Patton, Horace B., Die Serpentin- u. Amphibolgesteine nördlich von Marienbad in Böhmen 89
Pedro Aug. de S. C. G., Présence de l'albite en cristaux, ainsique de l'apatite et de la schéelite, dans les filons aurifères de Morro Velho. *L.* 426
Penfield S. L. and Sperry E. S., Chem. Composition of Howlite, note on the Gooch method for the determination of boracic acid. *L.* . . 426
— Triclinic Feldspars. *L.* 427
Percylit, Sierra Gorda. *L.* 88
Peridotit, Elliot County 87
Periklas v. Nordmarken. *L.* 538
Perthitophyr v. Horoszki . . . 476, 482
— v. Kamenoi Brod bei Kiew . . 516
— v. Kamenoi Brod (Volhynien) . 501
— v. Lisowszczyna 489
— v. Sakopski Luk 492
Petrographie v. Peru u. Bolivia . . 269
— der südwestl. Grenze zwischen Minas-Geraës u. S. Paulo . . . 318
— Volhyniens, Beiträge zur . . . 470
Pfeiffer E., Kali-Industrie. *L.* . . . 537
Phillipsit, Limbacherkopf. *L.* . . . 537
Phonolithe, trachytische 249
— Sodalith führender 265
Phonolithische Gesteine 249

Seite
Phosgenit, Sierra Gorda. *L.* . . . 88
— u. Kalkspath über Chlorsilber, Caracoles. *L.* 88
Piemontit, Japan 426
Plagioklasbasalt 455
Polianit, Krystallform u Zwillingsbildung 30
— Krystallform. *L.* 536
Porphyre des Münsterthales. *L.* . . 538
—, Spanische. *L.* 426
Predazzit, Mikrochem. Untersuchung *L.* 537
Přibram, Lagerstätten des Silber- u. Bleibergbaues. *L.* 536
Pribram R., Spec. Drehung opt. activer Substanzen in verdünnt. Lösung. *L.* 88
Pseudobrookit, Untersuchungen . . 47
Pseudomorphosen von Pyrolusit 38, 40 44, 45
Ptilolite *N. M. L.* 539
Punktsysteme, regelmässige. *L.* . . 539
Pyrit, nat. geätzt 2
— pseudom. n. Pyrrhotin. *L.* . . . 88
Pyrolusit, chem. Zusammensetzung . 35
— Härte 36
— Krystallform 37
— pseudomorph nach Manganit . . 38
— pseudomorph nach Polianit . . 40
— Pseudomorphosen 44
— Untersuchung 34
— v. der Grube Eleonore. *L.* . . . 538
— v. Merenberg. *L.* 538
Pyroxen-Amphibolschiefer 122
— -Andesite 276
— -Hornblende-Andesite 290
— Funde, Salzb. Alpen. *L.* 428

Quarz, künstl. Darst. 87
— Pianura. *L.* 88
— -Augitdiorit 350
— trachyt, Nagyag. *L.* 536

vom Rath G., Geolog. Wahrnehm. in Mexico. *L.* 88
— Min. v. Mt. Poni — Vesuvische Min. — Zustand des Vesuvs im Dec. 1886. — Tuffbrüche v. Nocera. — Neue Mineralbildungen in einer antiken Bleischlacke. — Territorium v. Utah. *L.* 427
— Eruption des Taravera auf Neu-Seeland v. 10. Juni 1886. — Denkrede auf Sir J. v. Haast — Pseudomorphose v. Chlorit n. Orthoklas; Glauberit u. Hanksit aus S. Bernardino Co., Californien. Phillipsit v. Limbacher Kopf. — Künstl. Darstellung v. Zinnstein, Babingtonit und Kupfer. Neue Funde aus Neu-Seeland und Australien. — Territorium von Utah. *L.* 537
Refraction, äuss. konische. *L.* . . . 537
Renard A. F. et Klement C., Sur la nature minérale de silex de la craie de nouvelles. *L.* 537
Reusch H., Kaolin, Denver, Colorado. *L.* 427
Reyer E., Geologie d. amer. Eisenlagerstätten. *L.* 88
Rhön, südl. *L.* 426
Riedl E., Der Lignit d. Schallthales. *L.* 88
Rinne F., Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. — Ueber Faujasit und Heulandit *L.* 537
Rohrbach C. E., Ueber Chiastolith. *L.* 538
Roth J., Zobtenit. *L.* 427
Rudolph F., Beitrag zur Petrographie der Anden von Peru und Bolivia 269
Rutil von Soběslau 405
Rutley F., On the rocks of the Malvern Hills. *L.* 427

Sandberger, Percylit, Caracolit, neues Min. und Phosgenit a. d. Sierra Gorda. Phosg. u. Kalkspath über Chlorsilber v. Caracoles. — Beitr. z. K. d. Graphits v. Ceylon. *L.* . . 88
— D. ältest. Ablagerungen im südöstl. Theile des böhmischen Silurbeckens u. d. Verhält. zu dem anstossenden Granit. *L.* 538

Seite
Sandstein, Krystall. von Gersthof. *L.* 87
Scacchi A., La regione vulcanica fluorifera della Campania. — Catalogo dei Minerali Vesuviani. *L.* . 427
Scacchi E., Baritina cristall. d. Tolfa. — Quarzo ed ematite aciculare d. piperno di Pianura. — Cuprite n. lava vesuv. *L.* 88
Schalenblende, Verhältnis ders. zum hexag. Wurtzit. *L* 426
Scharizer R., Xenotim, neue Glimmerverwachsung von Schüttenhofen. — Chemisch. Constitution d. verschiedenfarb. Glimmer d. Pegmatitgranites von Schüttenhofen. — Der Bertrandit von Pisek. *L.* 538
Scheelit, Morro Velho. *L.* 426
Schillern. *L.* 426
Schlammvulkane. *L.* 538
Schmidt Ad., Geol. d. Münsterthals i. badischen Schwarzwald. — Die Porphyre. *L.* 538
Schmidt Al., Zinnober v. Serbien. *L.* 538
Schulze R., Hydrate des schwefels. Magnesiums u. d. schwefels. Zinks; Müller-Erzbach's Meth. z. Best. d. Wasserdampfes in wasserh. Salzen. *L.* 427
Schuster M., Ueber die Krystallform und das optische Verhalten des Fruchtzuckers 216
— Mikrosk. Beobacht. an californ. Gesteinen. *L.* 538
— u. v. Foullon H., Andesin v. Bodenmais. *L.* 538
Schwefel, vulkanischer, Westindien. *L.* 537
Schwerspath von Plappecourt. *L.* . 87
Sedimentärgesteine 322
Serpentin. *L.* 428
— Beziehungen zwischen S. u. Nebengestein 138
— Gesteine von Marienbad 89
— Filzhübel 92
— Kluftausscheidungen im 112
— Sangerberg, Neudorf u. Lauterbach 108
— Wolfsstein a. d. Pflughaide . . . 102
Seite
Silicate, Bildung derselb. *L.* 537
Silurbecken, böhm. *L.* 538
Sjögren A, Om Nordmarks-periklasen. — Periklas vid Nordmarksgrufvor. *L.* 538
— u. Lundström C. H., Om Barysil, ett ej förr uppmärksammadt blysilikat fran Harstigsgrufvan. *L.* 538
Sjögren Hj., Schlammvulkane der caspischen Region. *L.* 538
Skapolithführender Quarzaugitdiorit 353
Sodagranite. *L.* 536
Spec. Gewicht schwerer Minerale. *L.* 538
Spezia G., Sulla fusibilità dei Minerali. *L.* 427
— Sulla origine del gesso micaceo e anfibolico di val Cherasca. *L.* . . 538
Sphärolit-Tachylit von Sichota-Alin, Ussurigebiet. *L.* 539
Stecher E., Contacterscheinungen an schottischen Olivindiabasen . . . 145
Stein Th., Geht Diabas in Schalstein über? *L.* 427
Stelzner A. W., Bohnerze d. Villacher Alpe. *L.* 538
Stock J., Die Basaltgesteine d. Löbauer Berges 429
Strahlsteinschiefer 114
Streng A., Zwillinge v. Pyrolusit v. d. Grube „Eleonore". — Pyrolusit u. Kalkspath von Merenberg. — Apatit v. Bieber. — Verkieseltes Holz v. Rockenberg. — Profil v. gebrannten Berge im Ebsdorfer Grund. — Bestimmung des spec. Gewichts schwerer Mineralien. — Mikroskop.-chem. Erkennung des Zinns. *L.* 538
Struever G., L'Idocrasio del banco di Granato nel Serpentino della testa ciarva al piano della mussa. — Magnetite pseudomorfa di Ematite micacea dell'Ogliastra in Sardegna. — Sopra un cristallo di berillo dell' Elba con inclusione interessante. *L.* 427

Seite
Stuhlmann, Amarin. *L.* 427
Syenit, Nephelin- 324, 337
Syphnos, Syra u. Tynos geol. Verh. *L.* 87

Tapalpit. *L.* 88
Taravera, Eruption. *L.* 537
Tauss H. u. Hatle E., Barytocölestin von Werfen in Salzburg 227
Tetartoëdrien. *L.* 539
Thomasschlacke. *L.* 87
Titanit. *L.* 425
— Habitus d. gesteinsbildenden . . 207
Topas aus Rhyolit. *L.* 539
Trachyte d. böhm. Mittelgebirges . . 236
Traube H., Laubanit. — Eisenglanz v. Striegau. — Orthoklas als Neubildung. *L.* 427
— Minerale Schlesiens. *L.* 538
Tridymit, künstl. *L.* 87
Trikline Feldspathe 427
Trona. *L.* 428
Turmalin von Straschin, Mnichowitz, Soběslau u. Kuhrau 410
Turmalinolite, Mt. Pisano. *L.* . . . 87

Utah. *L.* 537

Vanadinite. *L.* 88
Vesuv. *L.* 427
Viola C., Contribuzione allo studio delle roccie fisiografia del Granito di S. Fedelino sul Lago Maggiore. *L.* 427
— Le lamine sottili anisotrope colorate nella luce polarizzata parallela. *L.* 539
Volger O., Fliessende Bewegung des Schnees auf d. Dächern. *L.* . . . 427

Weibull M., Manganapatit nebst einigen Bemerk. über d. Zusammensetzung d. Apatits. — Zirkoniumverbindungen. — Hjelmintens krystallform och kemiska natur. *L.* 427
— Fluoceriten från Österby. — Manganapatit från Vestanå. — Om nägra Zirkoniumföreningars Kristallform. *L.* 428
Weiss Ch. E., Das ligurische Erdbeben. *L.* 539
Wenjukoff P. N., Sphärolit-Tachylyt von Sichota-Alin. *L.* 539
West-Afrika, Geolog. v. *L.* 426
Whiteman Cross, Petrography of the leadville region. *L.* 428
— On the occurrence of Topaz and Garnet in lithophyses of Rhyolite. *L.* 539
— u. Eakins L. G., Ptilolite a new mineral. *L.* 539
Wiik F., Brottstyken af Gneis i Gneisgranit från Helsinge Socken. — Den Finska Mineralsamlingen. *L.* 428
Willemit. *L.* 88
Williams G. H., Serpentine (Peridotite), Onondaga Saltgroup. *L.* . 428
— Minerals occuring in the neighbourhood of Baltimore. *L.* . . . 539
Winkelmessung an kleinen Krystallen, Instrument z. 49
Wollastonit *L.* künstl. Darst. . . . 426
Wülfing E. A., Nachtr. z. Hohmannit u. Amarantit 401
Wünsche O., Mineralreich. *L.* . . . 428
Wulff L., Krystallisation d. Zuckers. *L.* 428
— Regelm. Punktsysteme. — Hemiëdrien u. Tetartoëdrien. *L.* . . . 539

Xenotim. *L.* 538

Zepharovich V., Neue Pyroxenfunde, Salzburger Alpen. — Trona, Idrialin u. Hydrozinkit. Krystallformen d. Mannit. *L.* 428
Zinkblende, natürlich geätzt 14
Zinn, mikrochem. Erk. desselben. *L.* 538
Zinnober, Serbien. *L.* 538
Zinnstein, künstl. *L.* 537
Zirkoniumverbindungen, kryst. *L.* . 427
Zobtenit. *L.* 427
Zoisit-Amphibolit 119
Zucker, Krystallisation desselb. *L.* . 428

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, 1, Augustinerstrasse 12.

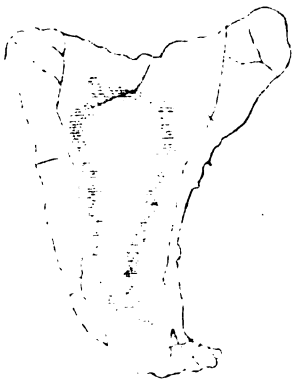


Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

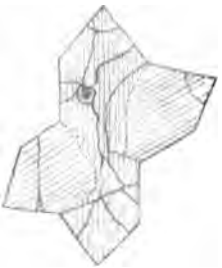


Fig. 1.

Fig. 5.

Fig. 6.

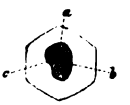


Fig. 9.

Fig. 10. Fig. 11.

Fig. 7.

Fig. 8.

Fig. 12. Fig. 13.

Fig. 15.

Fig. 16.

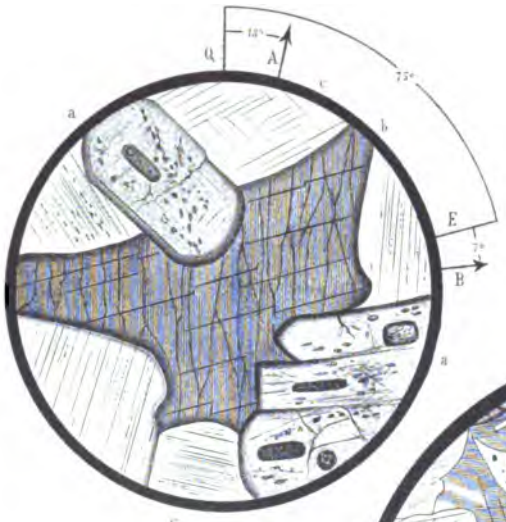
Fig. 14.

Tschermak: Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen, Bd. IX. Heft VI.

Verlag von Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lith. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

Fig. 2.

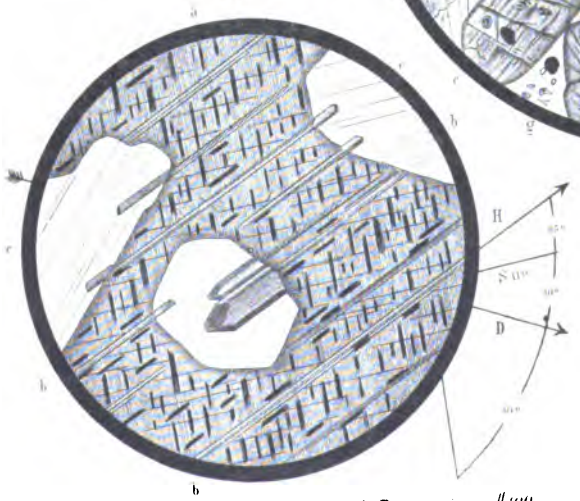


a a Apatit. b b Mikroperthit. c c Plagioklas.

Fig. 4.

a optisch anormaler Pyroxen, b Titaneisen, c rhomb. Pyroxen, e Plagioklas, f Apatit, g Quarz, hhh Mikroperthit (z. Th. Orthoklas), m m m Orthoklaseinschlüsse im Plagioklas.

Fig. 1.



a Diallag, c Plagioklas, bb rhombische Pyroxenprismen // 500

Verlag von Alfred Hölder, k.k.

549.05
T88
n.s.v.9

Tschermaks mineral
mitteilungen.

Mineralogy NAME DATE

Stanford University Libraries
3 6105 001 184 808

NON-CIRCULATING